ZUR GEOLOGIE DES HOCHAPENNINS ZWISCHEN SECCHIA UND ENZA

Inaugural-Dissertation

zur

Erlangung der Doktorwürde

der

Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät

der

Freien Universität Berlin

vorgelegt von

Klaus-Dieter Krampe

aus Wittenberg

1964

1965

Druck:

ERNST-REUTER-GESELLSCHAFT
der Förderer und Freunde der Freien Universität Berlin e.V.

DISSERTATIONS-DRUCKSTELLE

1 Berlin 33, Garystr. 45

ZUR GEOLOGIE DES HOCHAPENNINS ZWISCHEN SECCHIA UND ENZA

ACAD.
LUGD. BAT.
BIBL.

Inaugural-Dissertation

zur

Erlangung der Doktorwürde

der

Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät

der

Freien Universität Berlin

vorgelegt von

Klaus-Dieter Krampe

aus Wittenberg

1964

I. Referent: Prof. Dr. M. Richter
II. Referent: Prof. Dr. K. R. Mehnert

Tag der mündlichen Prüfung: 19. Januar 1965

Tag der Promotion: 27. Feb. 1965

Gedruckt mit Genehmigung der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Freien Universität Berlin

INHALTSVERZEICHNIS

Seite

A. Vorwort 7
B. Einleitung. 9
I. Lage und Begrenzung des Kartierungsgebietes . . 9
II. Aufschlußverhältnisse 1o
III. Historische Übersicht 11
IV. Problemstellung und Arbeitsunterlagen 16
C. Stratigraphischer Teil. 18
I. Der Sandstein von Cerreto und seine Konglomeratserien 18
II. Die Serie vom M.Ventasso. 22
1. Die Castellonchiokalke 22
2. Die Ponte-Biòla-Schiefer und ihre Olistholithe. 24
3. Die roten Schiefer von Marmoreto 28
4. Die grauen Mergel von Marmoreto. 32
5. Der Sandstein vom M.Ventasso 33
6. Die Mergel vom Molino del Rosto. 36
III. Die Serie der Hauptkette. 38
1. Der Metamorphit vom Passo dell'Ospedalaccio. 38
2. Die quarzitischen Sandsteine 41
3. Brekziöse Rauchwacken und Gipse. 43
a) Die brekziösen Rauchwacken. 43
b) Die Gipse 46
4. Die Jurakalke. 47
5. Die Scaglia rossa. 5o
6. Die Rovaggiomergel 54
7. Der Sandstein der Hauptkette (Macigno, Typ M.Casarola) und die Mergeleinschaltung . . . 55
IV. Zusammenfassender Vergleich zwischen der Ventassoserie und der Serie der Hauptkette 6o
V. Die tertiären Liguriden 63
1. Die Kalke von Groppo Vèscovo 64
2. Die Kalk - Ton - Serie 68
3. Der Olistholith bei Camporella 69
4. Der Ponte - Brâtica - Sandstein. 71

5. Der Sandstein vom M.Campastrino und seine Mergel 74
VI. Die kretazischen Liguriden. 81
1. Die Granite. 82
2. Die polygene Brekzie 84
3. Die Buntschieferserie. 86
4. Der Kreidealberese, Typ M.Caio 88
VII. Die kretazischen Emilianiden. 9o
1. Die Calpionellenkalke. 91
2. Die Ophiolithe 92
3. Die Mergel von Nigone. 93
4. Die Konglomerate von Nigone. 95
5. Der Kreidealberese vom M.Ferrarino (Typ M. Cassio). 96
VIII. Molassebildungen (Der Sandstein von Ranzano und die Mergel von Cerreggio). 98
IX. Das Quartär 1o3
1. Das Pleistozän 1o3
2. Das Holozän. 1o5
a) Bergstürze. 1o5
b) Gehängeschutt und Fluviatil 1o6
D. Tektonischer Teil 1o8
I. Der Sattel von Cerreto. 1o9
II. Zur Tektonik der tertiären Emilianiden (Serie des M.Ventasso. 11o
III. Zur Tektonik der Toskaniden II (Serie der Hauptkette 115
1. Die Stellung des M.Cavalbianco 115
2. Die liegende Falte der Toskaniden II 117
IV. Tektonik der tertiären Liguriden. 119
V. Tektonik der kretazischen Liguriden 122
VI. Tektonik der kretazischen Emilianiden 125
VII. Die großen Störungssysteme im Untersuchungsgebiet. 128
1. Die Störungszone am Psso del Cerreto 128
2. Andere Abschiebungen im Untersuchungsgebiet. 13o

a) Die Störung M.Ventasso - Rio Rondino. . . 130
b) Die Störungen im liegenden Sattel der Toskaniden II 131
c) Große Längsstörungen. 131
3. Die Falte der Toskaniden II im Schema der "cunei composti" 132
VIII. Die Triasdiapire. 135
1. Die Stellung der Trias 135
2. Salztektonik 136
IX. Die zeitliche Einordnung der Tektonik 139
E. Morphologischer Teil. 142
F. Zusammenfassung, Riassunto. 145
G. Literaturverzeichnis. 153
H. Anhänge:
1) Geologische Karte des Hochapennins zwischen Passo di Pradarena und oberem Enza-Tal.
2) Profiltafel zur Geologischen Karte.
3) Tektonische Übersichtskarte.

V O R W O R T

Von meinem verehrten Lehrer Prof. Dr. Max Richter bekam ich die Anregung zu der vorliegenden Arbeit. Ich erhielt von ihm in seinem Institut an der Freien Universität Berlin und bei mehrfachen Begehungen im Gelände viele wertvolle Hinweise und hilfreiche Förderung. Während der Untersuchungen hatte ich außerdem die Möglichkeit, ein anderes Land kennen und lieben zu lernen. An dieser Stelle möchte ich Herrn Prof. Dr. Max Richter herzlich danken.

Für die paläontologische Ausbildung während des Studiums am Institut danke ich Herrn Prof. Dr. W.G. Kühne. Ebenfalls zu großem Dank verpflichtet bin ich Herrn Prof. Dr. H. Hagn, München, für seine Unterstützung beim Bestimmen von Fossildünnschliffen. Dank gebührt Herrn Prof. Dr. K.R. Mehnert für die Ausbildungs- und Arbeitsmöglichkeiten am Mineralogischen Institut der Freien Universität Berlin.

Großen Dank schulde ich Frau Prof. Dr. E.Montanaro-Gallitelli, Mòdena, und den Herren Assistenten der Geologischen Institute von Parma und Turin für die Hilfe, die sie mir in ihren Institutsbibliotheken beim Literaturstudium entgegenbrachten. Hier möchte ich ebenso Herrn Prof. Dr. E.Beneo vom Servizio Geologico d'Italia, Rom, danken für die freundliche Beschaffung fehlenden Kartenmaterials.

Herrn Dr. von Hillebrandt vom Geologischen Institut der Technischen Universität Berlin danke ich für die Durchsicht von Fossildünnschliffen. Besonderer Dank gilt Herrn Dr. K.-J.Reutter für die anregenden Diskussionen und für die freundliche Betreuung im Institut und während der Geländearbeit.

Rivolgo ugualmente cordiale mia onesta gratitudine agli abitanti dei diversi paesi della mia zona di rilievo avendo avuto da loro gentilissima e continua ospitalità.

B. EINLEITUNG

I. Lage und Begrenzung des Kartierungsgebietes.

Der vorliegenden Arbeit lag ein Gebiet beiderseits der Wasserscheide im Nordapennin zu Grunde. Der tosko-emilianische Anteil des Nord- oder Schieferapennins trägt vom Untersuchungsgebiet an in Richtung SE auch den Namen "Etruskischer Apennin".

Die etwa in NW-SE - Richtung verlaufende Hauptwasserscheide bildet in dieser Gegend gleichzeitig die Grenze zwischen den Regionen Emilia und Toskana. Ungefähr vier Fünftel des kartierten Areals liegen in der Emilia und entfallen auf die Provinzen Reggio Emilia und Parma. Die Flüsse im emili-

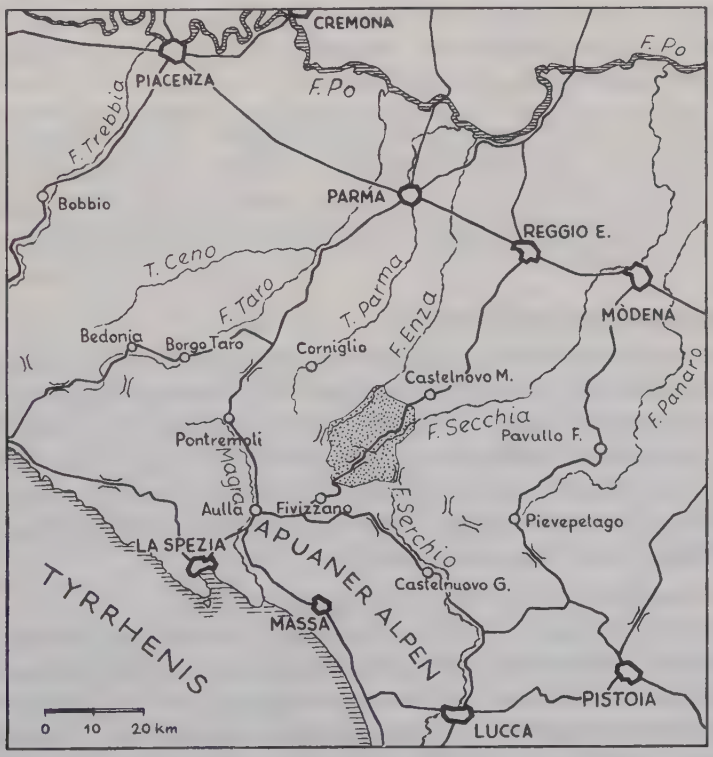


Abb. 1: Lage des untersuchten Gebietes.

anischen Apenninabschnitt entwässern in den Po und haben größtenteils nordöstliche Richtung. Dieser NE-Richtung paßt sich das Arbeitsgebiet in seinem Nordteil vollkommen an, es wird im NW in seiner ganzen Länge vom Enzatal und im SE vom Secchiatal und etwa 5 km vor der Hauptkette von einem Nebenbach der Secchia begrenzt. Den Abschluß in Richtung Poebene bildet die Linie Cervarezza-Nigone.

Der toskanische Teil des Kartierungsgebietes verteilt sich auf die Provinzen Massa-Carrara und Lucca.

Das Enzatal findet im Passo di Lagastrello, 1200 m, das Secchiatal im Passo del Cerreto, 1261 m, und im Passo dell' Ospedalaccio, 1271 m, seinen Abschluß. Beide Täler werden in ihrer ganzen Länge von Straßen durchzogen, wovon die Staatsstraße Nr.63 im Secchiatal überregionale Bedeutung besitzt. Sie verbindet La Spezia am Tyrrhenischen Meer über Aulla- Fivizzano- den Cerretopaß- Castelnovo ne'Monti-Reggio Emilia mit Guastalla am Po.

Zwischen den Tälern der Enza und Secchia befindet sich in der Nähe der Hauptwasserscheide in einem Sandsteinmassiv die höchste Erhebung des Gebietes, die Alpe di Succiso mit 2017 m. Der tiefste Punkt des kartierten Areals liegt im Enzatal auf 450 m.

II. Aufschlußverhältnisse.

Die Aufschlußverhältnisse und der Bewuchs im Untersuchungsgebiet sind recht unterschiedlich. Auf den Südhängen ist die Vegetation durch die kräftigere Insolation im allgemeinen spärlicher. Südlich der Wasserscheide kommt noch das steilere Relief und die geringere Niederschlagshöhe hinzu, so daß hier die Geländebeschaffenheit für den kartierenden Geologen meist ausgezeichnet ist.

Die Baumgrenze liegt im toskanischen Bereich bei 1650 m, im emilianischen etwa 100 m niedriger. Die Hauptwaldgebiete - Buchen und Eichen, in tiefsten Lagen Kastanien- befinden sich auf Moränen und dem Verwitterungsschutt der großen Sandsteinvorkommen. Die Hauptweidegebiete für die hier ausgedehnte Schafzucht liegen teils über der Baumgrenze, teils

in ungünstigen Lagen auch darunter auf flachen Schieferkuppen und -hängen, welche sonst dem Ackerbau vorbehalten bleiben. Die Kalkkuppen tragen häufig eine dornige Macchia.

III. Historische Übersicht.

Am Anfang der geologischen Erforschung des tosko-emilianischen Apennins etwa um die Mitte des 19. Jahrhunderts standen stratigraphische Einzelbeobachtungen, meist weit voneinander entfernt liegend. Das größte Interesse in diesem Apenninabschnitt erregten noch die Apuaner Alpen, und die Forschung tastete sich auch von dort an die Hauptkette heran. Das wurde einmal wegen der großen Übereinstimmung gewisser Gesteinsserien der Apuaner Alpen und solchen der Hauptkette und zum anderen wohl wegen des Reizes, eine Aussage von überregionaler Bedeutung zu machen, unterstützt. Die Apuaner Alpen waren für die ersten Untersuchungen ein sehr günstiges Arbeitsfeld, boten sie doch eine Fülle abwechslungsreicher und markant aufgeschlossener Gesteine an, ganz im Gegensatz zu den "langweiligen" Schieferserien in der Emilia. Deshalb sind alle Gebiete, die nördlich der Hauptkette liegen und wenige oder keine Parallelen zu apuanischen Gesteinen aufweisen, für mehrere Jahrzehnte außerordentlich vernachläßigt worden.

Der südliche Teil des Kartierungsgebietes fand 1866 in COCCHI einen seiner ersten Bearbeiter. COCCHI wie auch SAVI, PARETO und DODERLEIN beschrieben den Glimmerschiefer am Passo dell'Ospedalaccio als metamorphen Macigno-Sandstein. DE STEFANI, 1883-84, weist in dem vom Verfasser kartierten Gebiet auf teilweise rote Nummulitenkalke hin (die spätere "Scaglia rossa"), die von Sandsteinen (dem späteren "Macigno") mit seltenen Nummuliten und häufigen Orbitoiden überlagert werden.

ZACCAGNA fertigt von 1879-191o eine geologische Karte an, die im Maßstab 1 : 1oo ooo als Blatt "Massa" der Carta Geologica d'Italia vorliegt und stellt in seinen Erläuterungen dazu, 1897, eine autochthone Schichtenfolge vom Perm bis zum Quartär vor. 1898 nimmtZACCAGNA in seiner Schichten-

folge mehrere Transgressionen an, hält sie aber noch ganz für autochthon trotz der Nummuliten im apuanischen "Pseudomacigno", der in die oberste Trias gestellt wurde.

Inzwischen war auch der Streit über das Alter der Serpentine bzw. die "grünen Gesteine" im Nordapennin entbrannt. DE STEFANI, 1884, schreibt, daß der paläontologische Befund im Nordapennin für Eozänserpentine spricht. PENTANELLI, 1889, beschreibt eozäne Serpentine in der Emilia. Als Erster hält SACCO, 1893, die Serpentine für kretazisch und beschreibt eine große Anzahl von Kreidefossilien, u.a. auch einen Ammonitenfund vom Passo dell'Ospedalaccio und benutzt auch Spurenfossilien zur Altersbestimmung. Die Kreideformation mit den Ophiolithen nennt SACCO "piano Ligurian o". Er erklärte das Auflagern dieser Formation über dem Eozän mit Abschiebungen, lokalen Überschiebungen, Überkippungen und starker Zusammenfaltung. 1891-92 kartiert SACCO den Nordteil des vom Verf. bearbeiteten Gebietes und veröffentlicht eine Karte im Maßstab 1 : 1oo ooo (Blatt "Castelnovo ne'Monti"der Carta Geologica d'Italia), die 1922-23 verbessert wird.

Von COCCHI über ZACCAGNA bis hin zu SACCO erstreckt sich die Reihe der Vertreter für eine Autochthonie der nordapenninischen Gesteine. Die tektonischen Vorstellungen waren bis zu SACCO noch recht einfach: COCCHI arbeitet mit einem starken Auf und Ab an Störungen, ZACCAGNA hilft sich mit einer Anzahl von Transgressionen und leichten Verfaltungen, SACCO denkt an einen kräftigen Zusammenschub (z.B. in der Emilia auf die Hälfte) mit liegenden und überkippten Falten. Die Tektonik bleibt aber auch bei ihm gebunden.

Die Vertreter der Autochthonie nahmen einen einzigen Ablagerungsraum an, in dem (wie bei SACCO noch 1928 und 1932) in der Kreide die "Argille scagliose" mit Ophiolithen und neben ihnen Kalkschollen und "Pietra forte" und daneben und darüber "Scaglia rossa" und im Eozän "Macigno" neben einer Kalk-Ton-Sandstein-Wechselfolge (bei ZACCAGNA "Scisti galestrini") mit "Fukoiden- und Helminthoideen-

kalken" abgelagert sein sollten.

Eine ganz neue Deutung erfuhr dieses verwirrende Nebeneinander im Jahre 1907 durch STEINMANN. Er stellte die verschiedenen im Nordapennin vorkommenden Gesteine in zwei Sedimentationsbereiche: 1. in einen häufig abyssisch sedimentierten Bereich, der Argille scagliose, Radiolarite, Calpionellenkalke, "Alberese" und vor allem Ophiolithe enthält, und 2. in einen kalkreicheren, an der Jura-Kreidegrenze zwar ähnlichen Raum, aber ohne Ophiolithe, dann mit Scaglia rossa, die im Hangenden in den Macigno übergeht.

STEINMANN, 1907, und DE LAUNAY, 1907, sprachen sich auf Grund dieses neuen stratigraphischen Schemas für eine allochthone deckenartige Überlagerung der ophiolithischen (ligurischen) Formation über die für autochthon gehaltene toskanische Formation aus. Ihnen folgte ANELLI, 1908, mit seinen Untersuchungen im Parmatal. Für etwa ein halbes Jahrhundert ist die Deckentheorie für alle Geologen, die im Nordapennin arbeiteten, eines der wichtigsten Werkzeuge gewesen. Sie ist seit STEINMANN noch vielfach modifiziert worden.

Der ARGAND-Schüler LENCEWICZ, 1917, teilt die toskanische Decke STEINMANNS in der Catena metallifera in zwei übereinander liegende Deckeneinheiten auf. Daß ein toskanischer Schichtbestand auch in den Apuaner Alpen doppelt vorliegt, beschreibt TILMAN, 1926, und wird von STEINMANN, TILMAN, TERMIER, 1927, auf einer Exkursion bestätigt. Der anscheinend autochthone Kern der Apuaner Alpen wird "Toskaniden I" (bei KOBER"Carrariden"; bei STAUB, 1932,"Serie von Carrara") genannt. Die erste allochthone Einheit heißt "Toskaniden II" ("Serie von La Spezia" nach STAUB, 1932) und reicht bis in die Hauptkette der vorliegenden Arbeit, wo sie eine gewaltige ENE-vergente über 100 km weit zu verfolgende Stirnfalte bildet. Darüber liegt die schon von STEINMANN beschriebene ophiolithische Formation, "Liguriden" genannt.

Über die Richtung der Deckenschübe waren die Meinungen

seitdem nie ungeteilt. ROVERETO sucht die Herkunft der Liguriden in der Poebene. STAUB, 1932, nimmt als Wurzelgebiet der Liguriden eine Zone an, die parallel zur Hauptkette und nördlich von ihr in der Emilia verläuft. Diese "Wurzelzone" von STAUB berührt den Nordrand des in der vorliegenden Arbeit beschriebenen Gebietes. Die Mehrzahl der Autoren nimmt jedoch einen Schub aus der Richtung des Tyrrhenischen Meeres zur Poebene hin an; dazu gehören O.LUDWIG, 1929; MERLA, 1933; DE WIJKERSLOOTH, 1934; TEICHMÜLLER, 1932 und 1935 (mit mehreren Profilen aus dem hier beschriebenen Untersuchungsgebiet); J.P.SCHNEIDER, 1935 und BEHRMANN, 1936.

BEHRMANN beschreibt 1936 ein mehrere 100 km^2 großes Deckenfenster, dessen SE-Rand im vom Verf. bearbeiteten Gebiet liegt. Er sieht in den hier zum Vorschein kommenden kalkig-tonigen Serien mit Nummuliten den hangendsten Teil der Toskaniden II, analog zu O.LUDWIG, 1929, bei Bobbio und zu TEICHMÜLLER, 1935, im vorliegenden Arbeitsgebiet.

Seit der Mitte der 30-iger Jahre ist die Zahl der Arbeiten im Nordapennin sprunghaft angestiegen. Gleichzeitig damit regten sich die Zweifel am Transportmechanismus der Liguridendecke. 1935 und 1938 schrieb ANELLI den passiven Gleitbewegungen des Allochthons und dem Abrutschen von einer Aufwölbung ("ruga" genannt) die größte Bedeutung zu; ebenso DAL PIAZ, 1941-43. MERLA, 1948, beschreibt Schwerkraftgleiten an Hand eines Profils durch das Kartierungsgebiet der vorliegenden Arbeit. MIGLIORINI entwickelt 1948 die Theorie der "cunei composti", wonach Aufwölbungen durch Systeme von Auf- und Abschiebungen mit verschieden starkem Verschiebungsbetrag verstanden wurden. Diese Aufwölbungen wurden "rughe tettoniche" genannt. Besonders MERLA baute das Schema der "rughe tettoniche" aus (1952, 1957). Mindestens sechs solcher tektonischen Aufwölbungen sollen, angefangen am Rande der Tyrrhenis, das ligurische Deckenmaterial in Form orogener Bergstürze kontinuierlich nach NE bis zum Rand der Poebene verfrachtet haben. Die Hauptkette im vorliegenden Kartierungsgebiet wäre nach der MERLAschen Zäh-

lung die vierte tektonische Runzel. Von ihr sollen die in der Arbeit behandelten Sandsteine des M.Ventasso abgerutscht sein (schon bei ANELLI, 1935, angedeutet, dann bei MERLA, 1948; AZZAROLI, 1950).

Die Anschauungen von BENEO, 1956, sind noch radikaler. Mit bisweilen mehreren km^2 großen Gesteinskörpern, die aus geologisch älteren Zeiträumen stammen und in Meeresbecken als Bergschlipfe hineinrutschen und dort einsedimentiert werden (Olistholithe), lassen sich seitdem viele für Dekkenklippen bzw. eingeschuppte Deckenpartien gehaltene Aufschlüsse als autochthon und gleichzeitig mit dem sie umgebenden Material sedimentiert erklären. An dieser Stelle gehen Tektonik und Sedimentologie schon ineinander über.

Die Arbeiten von REUTTER, 1960; SAMES, 1960; ELTER, GIANNINI, TONGIORGI und TREVISAN, 1960; ELTER, 1960; GHELARDONI, 1961 und REUTTER, 1961 beschäftigen sich fast ausschließlich mit der Geologie der nichttoskanischen Sedimente, d.h. mit den weiten Schiefer- und Kalkgebieten nördlich der toskanischen Hauptkette. Auf das vom Verf. kartierte Gebiet wurde in einigen jener Arbeiten Bezug genommen. Obwohl die stratigraphischen Erkenntnisse durch diese Arbeiten teilweise erheblich erweitert wurden, nahmen die italienischen Autoren von 1960 und 1961 in der Emilia noch einen gewaltigen Deckenbau an.

Dagegen arbeitet ZANZUCCHI, 1958, nach BENEO mit Olisthosthromen. BARBIERI & ZANZUCCHI, 1963, veröffentlichen aus einem Nachbargebiet eine Stratigraphie speziell der kalkigen und tonigen Serien, die unmittelbar nördlich im Anschluß an die Hauptkette liegen. 1963 entwirft M.RICHTER ein Schema vom Bau des Apennins, in welchem disharmonische Faltungen, Zerreißen in Schollen, diapirische Tektonik, gravitatives Gleiten und Überschieben die Hauptrolle spielen. Dieser neue Baustil weicht von der klassischen alpinen Deckentektonik erheblich ab und findet seine Ursache in der besonderen Materialbeschaffenheit des nordapenninen Flyschgebietes.

IV. Problemstellung und Arbeitsunterlagen.

Wie aus der historischen Übersicht hervorgeht, ist das dieser Arbeit zugrundeliegende Gebiet, zumindest was einzelne seiner Teile betrifft, relativ häufig bearbeitet oder zitiert worden. Das Kartenmaterial ist dagegen spärlich. Es lagen die bereits erwähnten geologischen Karten "Massa" und "Castelnovo ne'Monti" im Maßstab 1 : 1oo.ooo, die Geologische Übersichtskarte des Nordapennins 1 : 4oo.ooo von TEICHMÜLLER, 1935, und die Tektonische Übersichtskarte des Nordapennins 1 : 1.ooo.ooo von MERLA, 1957, vor. Der Südteil des Untersuchungsgebietes ist durch die Karte im Maßstab 1 : 5o.ooo von AZZAROLI, 195o, erfaßt worden.

Eine das ganze Gebiet umfassende geologische Karte in großem Maßstab existiert bisher nicht. Die Angaben über das Alter und die tektonische Stellung der Kalk- und Tonserien nördlich der Hauptkette widersprechen einander in den älteren Arbeiten. Eine speziell auf dieses Areal gegründete Untersuchung unter Berücksichtigung der in anderen emilianischen Gebieten gewonnenen neueren sedimentologischen, stratonomischen und tektonischen Erkenntnissen fehlt.

E.B. BALLY sagte in einer Diskussion mit MIGLIORINI, 1948, was als Motto für die vorliegende Arbeit dienen kann, "...that geologists would now, more than ever, want to see the evidence of the Apennines".

Die vordringlichste Aufgabe der Arbeit in diesem Gebiet lag also bei einer Spezialkartierung. Dabei sollte eine neue stratigraphische Übersicht geschaffen werden, die es schließlich erlauben konnte, Korrelationen zu Nachbargebieten anzustellen. Bei den Untersuchungen sollten die bisher so vernachlässigten Gebiete nördlich der Hauptkette besonders berücksichtigt werden. Dabei mußte auch die Anwendbarkeit bisher publizierter tektonischer Übersichten geprüft werden, ob sie auf Grund der neuen Untersuchungen noch auf das Gebiet übertragen werden konnten. Damit soll die Arbeit einen Beitrag zur besseren Erkenntnis des Nordapennins liefern.

Kartiert wurde ein Gebiet von etwa 2o5 km^2 im Maßstab

1 : 1o.ooo in den Sommermonaten von 196o bis 1962. Als topographische Unterlage dienten die Karten des Istituto geografico militare im Maßstab 1 : 25.ooo, Blätter Ranzano, Monchio delle Corti, Collagna, Cervarezza, Comano und Cerreto dell'Alpi.

C. S T R A T I G R A P H I S C H E R T E I L

Der Schichtbestand des Arbeitsgebietes verteilt sich auf sechs tektonisch und stratigraphisch scharf voneinander getrennte und in sich geschlossene Flysch-Einheiten sowie auf einen molasseartigen Komplex und auf quartäre Sedimente.

Die Reihenfolge der stratigraphischen Beschreibung ist nach tektonischen Gesichtspunkten vorgenommen worden. Auf die für autochthon gehaltene Einheit des Sattels von Cerreto folgen die Serie des M.Ventasso (Emilianiden ?), dann die seit altersher am besten bekannte Serie der Hauptkette (die sogenannten Toskaniden II), die ligurischen Kalk-Ton-Sandsteinsedimente des Tertiärs, die ligurische Kreide, die Kreide aus der Umgebung von Nigone und Cervarezza (emilianid ?), der molasseartige Komplex und das Quartär. Alle diapirischen Triasvorkommen werden gemeinsam mit der Hauptkette beschrieben.

I. Der Sandstein von Cerreto und seine Konglomeratserien.

Nördlich und östlich von Cerreto dell'Alpi haben die Secchia und ihr Nebenbach, der Torrente Riarbero, zwei tiefe Cañons in einer flachen Sandsteinkuppel geschaffen. Dieses, hier "Sandstein von Cerreto" genannte, Gestein ist von ZACCAGNA, 1879-1910, und von SACCO, 1891-92 und 1922-23, als "Macigno" kartiert worden, d.h. als das gleiche wie der Sandstein der Hauptkette. Noch AZZAROLI, 1950 und 1955, schließt ihn stratigraphisch und tektonisch dem toskanischen Macigno an.

Es handelt sich bei der Serie von Cerreto um mittelgrobe grau-grüne Sandsteinschichten, denen zentimeterdünne schwarze tonige Schiefer zwischengeschaltet sind. Der Sandstein ist ein typisches Flyschgestein, er ist oft gradiert, zeigt in oberen Schichtteilen häufig Lamination, in mittleren Teilen der Schichten oft "convulate lamination". Die Schichtunterseiten sind gewöhnlich übersät mit groove casts und load casts sowie mit parkettierenden Weidespuren vom Typ Desmograpton. Die oberen tonigen Schichtpartien

zeigen manchmal Freßbauten der Formen Zoophycus, Phycosiphon incertum FISCHER-OOSTER und Gyrophyllites doblhoffi L. v. LIBURNAU, alles endogene Vollformen.

Dünnschliffe aus grobklastischen Schichten zeigen viele indulös auslöschende Quarze, meist recht frischen Plagioklas und Orthoklas, Biotit, Muskowit, Tonschüppchen, Calcit, Gerölle von Gneisen und Graniten und schließlich Serpentinitbröckchen. Die Matrix des Gesteins ist nicht gleichmäßig ausgebildet, teils ist sie detritisch und ohne chemischen Zement, teils ist sie nicht detritisch und der chemische Zement überwiegt. Nach der Sandsteinklassifikation von PETTIJOHN, 1956, befinden wir uns also hier zwischen Grauwacke ("lithischer Grauwacke") und lithischem Sandstein ("Subgrauwacke").

Wie Abb.2 zeigt, ist die Mächtigkeit der Sandsteinschichten sehr wechselnd. In der unteren Hälfte der Riarbero-Schlucht sind die Schichten durchschnittlich 1,5 bis 3 m mächtig. Bisweilen trifft man Bänke, die in der Horizontalen eine starke Kornvergröberung erkennen lassen (Konglomerate bis 5 cm Durchmesser). Die einzelnen Bänke behalten in solchen Fällen aber ihre ursprüngliche Mächtigkeit bei. Das Profil im Cañon des T.Riarbero setzt nach oben fort mit etwa 3o m Sandsteinbänken, jede nicht mächtiger als 1 m, häufig gradiert geschichtet, darüber mit einem etwa 45 m massigen Sandsteinkomplex mit bis zu 15 m mächtigen, kaum gradierten Bänken.

Darüber folgen die hangendsten Partien des Sandsteins von Cerreto: eine knapp 2o m mächtige untere Konglomeratserie; 1o m Sandstein mit Bankmächtigkeiten zwischen o,5 und 2 m; dann die etwa 25 m mächtige "oberste Konglomeratserie", als solche auf der geologischen Karte ausgeschieden.

Die Konglomeratserien sind "puddingoid" geschüttet, im Sinne der italienischen Geologen, d.h. den Hauptanteil bildet der tonig-sandige Zement. Die Konglomerate liegen nicht dicht gepackt, sondern eher wie Rosinen in einem Kuchen darin. Die Gerölle sind (z.T. schon von RODOLICO, 194o, beschrieben): weiße und graue Quarzite und Quarzitsandstei-

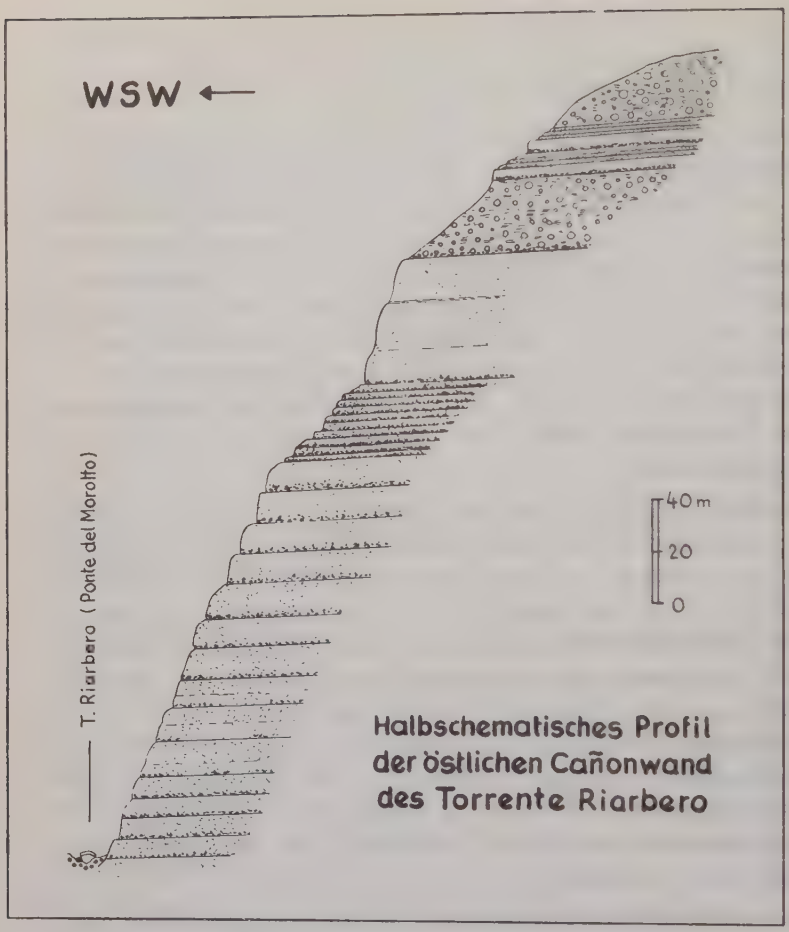


Abb. 2: Sedimentationsbild des Sandsteins von Cerreto.

ne, Aplitgranit, Quarzdiorit, Gneis, Serizitschiefer, Porphyrit, blaugraue bis schwarze fossilleere Kalke und Amphibolite. Die Kalke haben eine gewiße Ähnlichkeit mit Kalken aus der Buntschieferserie, die tektonisch darüber liegt. Die Amphibolithe wollte RODOLICO, 1940, vom Metamorphitvorkommen am Passo dell'Ospedalaccio beziehen und hielt sie für einen Beweis, daß der Macigno über Kristal-

lin transgrediert sei.

Die schwarze Färbung des Zementes ist durch Ton- und Kohlepartikel hervorgerufen. Die Konglomeratserien sind in ihrem untersten Teil weder sortiert noch gradiert. Gradierung setzt erst in den obersten Metern ein und geht über schwarzen Sandstein, schwarzen Tonschiefer in einen bläulichen mergeligen Kalkstein. Der mergelige Kalkstein hat eine schlecht erhaltene Fauna geliefert:

Schliff 242 zeigt eine Fossilbrekzie mit cibicidesähnlichen Formen und unbestimmbaren Rotaliiden. Die Globigerinen weisen durch ihre Formen auf jüngeres Eozän hin und sind nicht genau bestimmbar. Globorotalien des Paläozäns und älteren Eozäns fehlen.

Die Serie von Cerreto wird von der Buntschieferserie (Obercenoman bis Unterturon) überschoben. Die Brekzie an der tektonischen Grenze befindet sich überall parallel zu den Schichtebenen der jüngsten, die obere Konglomeratserie abschließenden Sandsteinbank. Die oberste Konglomeratserie ist nirgends abgeschert, noch ist auf der Oberseite der hangendsten Schicht die Spur einer Verwitterung festzustellen. Die Überschiebung muß "synsedimentär", untermeerisch geschehen sein. Da die Überschiebungen im gesamten Gebiet erst im Oligozän- U.-Miozän stattfanden, kann für die Sandstein- und Konglomeratserien bei Cerreto das gleiche Alter wie für den von den gleich allochthonen Serien überschobenen Sandstein der Hauptkette angenommen werden: Oligozän.

Nach unten ist die Serie von Cerreto nicht abgrenzbar. Die tiefsten Aufschlüsse in der Secchia- und der Riabero-Schlucht befinden sich noch im gleichen Sandstein.

Die Serie von Cerreto läßt sich nach SE über 12 km weit in das Gebiet von W. BOHNE hinein verfolgen und zeigt dort die gleiche stratigraphische Ausbildung und hat die gleiche tektonische Stellung.

II. Die Serie vom M.Ventasso.

Die Serie vom M.Ventasso ist im Untersuchungsgebiet über mehr als 3o km^2 verbreitet und bildet ein Halbfenster, das im NE, NW und SW von anderen Serien tektonisch überlagert wird. Nur im SE haben diese Gesteine eine Fortsetzung in Richtung M.Cusna - M.Cimone.

Die ganze Serie wurde in der vorliegenden Arbeit für dieses Gebiet erstmalig genau untersucht. Es wurde aus stratigraphischen und tektonischen Gründen der Name "Serie vom M.Ventasso" oder "Ventassoserie" eingeführt. Ein stratigraphischer Vergleich zu anderen Serien, besonders zu den Gesteinen der Hauptkette, soll in Abschnitt IV gegeben werden.

1. Die Castellonchiokalke.

Die tiefsten Schichtglieder der Ventassoserie sind die Castellonchiokalke. Sie stehen als Hügelkuppen oder als längliche Rippen inmitten der "Ponte-Bióla-Schiefer" genannten weicheren Serien an. Die Kontakte an diesen Schiefern sind meist schlecht aufgeschlossen. Im Rio Collagna, am M.Guardia und an der Secchia (S Acquabona) lassen sich jedoch sedimentäre Übergänge aus den Schiefern ins Liegende der Castellonchiokalke und aus deren Hangendes wiederum in Schiefer beobachten. Der Übergang geschieht nicht abrupt, sondern die Schieferzwischenmittel werden kontinuierlich mächtiger, während die Kalkschichten sich verdünnen, bis sie die Mächtigkeit der in die Ponte-Bióla-Schiefer eingelagerten Kalkbänke erreicht haben.

Die Castellonchiokalke haben von Aufschluß zu Aufschluß recht verschiedenes Aussehen und unterschiedliche Mächtigkeiten (von 15 bis 65 m). In der Altersbestimmung und den sedimentären Übergängen in die Ponte-Bióla-Schiefer sind die Aufschlüsse einander gleich. Beim Vergleich der Kalke lassen sich zwei typische Abfolgen immer wieder beobachten:

1) Typ Rio Collagna (von unten nach oben): dünnbankige, gradierte gelbliche harte Kalksandsteine mit Schieferzwischenmitteln, zerscherte schlechtgebankte helle Mergelkalke, gelbliche und graue glimmrige harte Sandsteine, dunkle teilweise gradierte Kalke mit Weidespuren auf den Schichtunterseiten und Kieselkalke.
2) Typ Castellonchio: dünnbankige gradierte bituminöse z.T. sandige Mergelkalke mit sehr wenig Schiefermitteln, mächtige helle gebankte Mergelkalke mit einzelnen dünnen Sandsteinlagen ohne Kieselkalke.

Ob beide Aufschlußtypen ursprünglich einem einzigen Ablagerungsniveau angehörten oder ob die Castellonchiokalke in Form von schnell auskeilenden Linsenmehrmals innerhalb der Ponte-Biòla-Schiefer entstanden sind, läßt sich heute nicht mehr mit Sicherheit rekonstruieren, weil die Aufschlüsse dazu zu klein sind und zu weit voneinander entfernt liegen.

SACCO, 1891-92 und 1922-23, stellt die Kalke ins Eozän gemeinsam mit den Gesteinen der Hauptkette in den gleichen Ablagerungsraum. TEICHMÜLLER, 1935, hält das ganze Gebiet, in dem sich die Castellonchiokalke befinden, für jurassisch und stellt es zur ligurischen Decke. AZZAROLI, 1950, gibt Kreide- bis Eozänalter an, ohne Fossilien zu nennen und stellt die Kalke in die allochthone Formation der Helminthoideenkalke.

Einige Dünnschliffe haben bestimmbare Faunen geliefert:

Schliff I 18	Globigerina sp., Truncorotalia sp., d.h. Mittel- bis Oberpaläozän. Untereozän bis Mittellutet sind nicht mit letzter Sicherheit auszuschließen.
Schliff I 95a	Globigerina sp., Truncorotalia aus der aragonensis-Gruppe, Acarininen. Untereozän bis tieferes Mitteleozän.

Eine freundlicherweise von W.BOHNE mitgeteilte Bestimmung eines Schliffes aus einer ähnlichen Kalkserie bei il Giardino (SE Acquabona) zeigt:

Globigerinen, Truncorotalien, Acarininen, Stilostomella vel Dentalina, Rotalia sp. und Textularia sp., Reste der Gattung Alveolina (Glomalveolina). Ferner Großforaminiferenreste, die wohl auf Lepidoorbitoides zu beziehen sind, sie sind als umgelagert zu betrachten. In Betracht kommt der Zeitbereich mittl.Paläozän - tieferes Lutet.

Auf Grund dieser drei Schliffe läßt sich das Alter der Castellonchiokalke mit (Mittel- bis) Oberpaläozän bis tieferes Mitteleozän angeben.

2. Die Ponte-Biòla-Schiefer und ihre Olistholithe

a) Die Ponte-Biòla-Schiefer.

Die meistens bewachsene flache Hänge bildenden Ponte-Biòla-Schiefer nehmen etwa die Hälfte der Ausdehnung der Ventassoserie ein. Es handelt sich um einen tektonisch stark beanspruchten Komplex von wechsellagernden Schiefern und Kalken oder Kalksandsteinen. Die Farbe und Ausbildung der Schichten sind verhältnismäßig abwechslungsreich, ganz im Gegensatz zur (ligurischen) Kalk-Ton-Serie im Enzatal.

Die Schiefer können rostbraun, gelblich, grünlich, seltener schwarz und bei größerem Mergelgehalt hellgrau sein. Die 5 bis 5o cm mächtigen Kalke sind außen weiß, auch häufig rostbraun oder gelblich, im Anschlag meist recht dunkel bis blauschwarz. Es gibt sehr sandige gradierte Kalke, gradierte Kalkarenite, sehr feinkörnige Kalke im Aussehen wie die Majolika. Helle Kalke sind meistens dickbankiger und porzellanartig hart und feinkörnig und scheinen im Liegenden der Ponte-Biòla-Schiefer zu überwiegen, wie an der namengebenden Lokalität, dem Ponte Biòla. Diese hellen Kalke ähneln den porzellanartigen, leicht kieseligen Kalken der Kalk-Ton-Serie. Die weißen Mergelkalke mit rauhem Bruch der Kalk-Ton-Serie, die häufig guterhaltene Faunen geliefert haben, kommen in den Ponte-Biòla-Schiefern nicht vor.

In den Schiefern und Kalken findet man häufig sphärische Pyritanreicherungen, die manchmal halbe Faustgröße errei-

chen und sedimentärer Entstehung sind.

Abb.3 zeigt mächtige weiße und gelbliche, innen dunkle Kalkbänke, die stark boudiniert sind, bisweilen ist der Zusammenhang der Bänke unterbrochen. Viele Aufschlüsse der Ponte-Bióla-Schiefer, z.B. in den Schuppen des M.Ventasso, weisen eine noch stärkere Boudinage auf. Die Kalkbänke liegen dann nur noch als runde Knollen vor.

Brekzien innerhalb der Ponte-Bióla-Schiefer können auch rein sedimentärer Entstehung sein. In Aufschlüssen mit wenig zerstörtem Schichtgefüge tritt manchmal über intakten Kalkbänken eine Brekzie aus Kalkbrocken inmitten einer Schieferhülle auf, häufig mit Fe- und Mn- Ausfällungen. Darüber legen sich wiederum intakte Kalkbänke. Die Brekzie ist aus Schichtbruchstücken entstanden, die die gleiche Schichtmächtigkeit wie die noch intakten Kalkbänke im Hangenden und im Liegenden haben.

Die Ponte-Bióla-Schiefer stehen mit ihrer unruhigen Sedimentation in einem gewißen Gegensatz zur ligurischen Kalk-Ton-Serie. Die Mächtigkeit ist nur ungenau anzugeben. Im Sattelkern zwischen M.Ventasso und M.Groppo stehen etwa 2oo m an. Da es sich um die höheren Teile dieses Komplexes handelt, dürfte die Gesamtmächtigkeit nicht unter 3oo m betragen.

ZACCAGNA und SACCO geben auf ihren Karten eozänes Alter an und stellen sie wie die Castellonchiokalke zusammen mit den toskanischen Gesteinen der Hauptkette in einen einzigen Ablagerungsraum. Von allen späteren Autoren werden die Ponte-Bióla-Schiefer "Argille scagliose" genannt. Da der Name "Argille scagliose" seit REUTTER, 196o, 1961, und SAMES, 196o, 1963, einer Ton-Sand-Kalk-Wechselfolge der Unterkreide in Ligurien vorbehalten bleibt, ist deshalb hier der Name "Ponte-Bióla-Schiefer" eingeführt worden. TEICHMÜLLER, 1935, stuft die Schiefer in den Jura ein, AZZAROLI, 195o, schreibt ohne Fossilangabe: "età prevalentemente cretaceo-eocene".

In den angefertigten Dünnschliffen sind nur schlechterhaltene Faunen gefunden worden:

Schliff 158 c zeigt außer Radiolarien und Schwammnadeln eine Kümmerfauna: kleine Globigerinen, Globorotalia sp. vom Typ crassata.

Schliff 158 a enthält dünnschalige, nicht sehr grob perforierte Globigerinen, Globorotalia sp. und Radiolarien.

Schliff 166 b zeigt Acarinina sp., Truncorotalia aragonensis.

Auf Grund der Schliffe kann für die Ponte-Biòla-Schiefer ein tiefes Eozänalter bis einschließlich tieferes Mi-Eozän angenommen werden. Eher sind die Schiefer noch jünger, weil es sich um schlechterhaltene und umgelagerte Faunen handelt. Das paßt gut in das Hangende der Castellonchiokalke.

Die Ponte-Biòla-Schiefer gehen nach oben sedimentär in eine etwa 1o bis 2o m mächtige Wechsellagerung von fingerdicken bis höchstens 5 cm mächtigen meist braunen und auch gelblichen und grünlichen Kalken und ebenso mächtigen mergeligen tonigen Schiefern über. Dieser Komplex wurde noch zu den Ponte-Biòla-Schiefern gestellt. Tektonisch verhält er sich jedoch anders, er bildet Zick-Zack-Falten, verschuppt leicht,beteiligt sich meist als relativ kompetentes Glied an der Tektonik des M.Ventasso und schert leicht von den eigentlichen Ponte-Biòla-Schiefern ab. Über diesem hangendsten Komplex liegen sedimentär die roten Schiefer von Marmoreto.

b) Die Olistholithe.

Im SW bei Marmoreto unterhalb der Straße nach Ligonchio und im SE an der Secchia befinden sich Aufschlüsse, die zwar wie viele kleine Aufschlüsse der Castellonchiokalke von Ponte-Biòla-Schiefern umgeben sind, sich aber mit den Castellonchiokalken nicht parallelisieren lassen.

An dem Aufschluß im SW von Marmoreto handelt es sich um eine Wechsellagerung von bis 5 cm mächtigen gelblichen, grünlichen und braunen Sandkalken und Sandsteinen mit tonigen Mergeln der gleichen Farben, dazu mehreren roten Mergelbändern und -flecken. Das Vorkommen hat große Ähnlichkeit

mit dem sogenannten Ostia-Sandstein (SAMES, 1963) im Apenin der Provinz Parma. Nach LOESCHKE, 1963, sind die Vorkommen von Ostia-Sandstein im Cedra-Tal Olitholithe innerhalb der den Ponte-Bidla-Schiefern altersmäßig entsprechenden Kalk-Ton-Serie. Im Abschnitt über die Ponte-Bidla-Schiefer ist auf die unruhige Schüttung und synsedimentäre Brekzienbildung eingegangen worden. Auf Grund dieser Verhältnisse während der Ablagerung der Schieferserie kann auch an Bildung von Olisthostromen gedacht werden.

Das zweite Vorkommen von Fremdgestein innerhalb der Ponte-Bidla-Schiefer etwa 100 m vom linken Secchia-Ufer entfernt (N Ca'Zoccolaio) zeigt im Hangenden eine ähnliche Ausbildung wie der eben beschriebene Aufschluß: sandige Kalke, kalkige Sandsteine und einzelne Sandsteinbänkchen wechseln mit hellen Tonschiefern bzw. Mergeltonen vielfach ab, nur fehlen hier rote Bänder und Flecken. Darunter liegen auf der Wiese (direkte Kontakte sind nicht aufgeschlossen) massige porzellanartig splittrige hellgraue Kalke vom Aussehen der Palombinokalke aus der unteren Argille scagliose im ligurischen Raum (REUTTER, 1960). Teilweise sind die Kalke stark brekziös. Das gesamte Vorkommen ist nicht größer als 30 x 30 m. Einige Dünnschliffe haben eine Tintinnidenfauna geliefert, die teils umgelagert, teils nicht umgelagert ist.

Schliff 175 hat daraus Calpionella elliptica CADISCH, Calpionella alpina LORENZ und Tintinopsella carpathica (MURGEAU & FILIPESCU) erbracht. Die ersten beiden Formen sprechen für Tithon, während Tintinopsella im Tithon und Neokom vorkommt.

Sehr ähnliche Kalke treten im Zusammenhang mit Ophiolithen und einer "Mergel von Nigone" genannten Serie im Liegenden des Oberkreidealbereses des M.Ferrarino (Typ M.Cassio) auf. Das beschriebene Vorkommen bei Marmoreto ist aber zu isoliert und zu klein, als daß auf einen tektonischen Zusammenhang zu den kretazischen Serien am Nordrand des Untersuchungsgebietes geschlossen werden dürfte. Die Erklärung als Olisthostrom ist auch hier am wahrscheinlichsten.

Hier soll noch ein anderer Aufschluß besprochen werden, dessen Stellung als Olisthostrom innerhalb der Ponte-Bidla-Schiefer denkbar ist. 2oo m SW vom Gipfel des M.Groppo steht ein 2o x 3o m großer Aufschluß eines magmatischen Gesteins an. Der Klotz ragt etwa 2o m aus der Erdoberfläche heraus. Er besitzt eine runzlige Oberfläche, die Fließstrukturen wie die Stricklava zeigt. Außen sind kleine Brekzien des gleichen Gesteins und von hellen dichten Kalken, wahrscheinlich dem ursprünglichen Nebengestein, angeklebt. Der Aufschluß besteht aus mehreren Schollen, die miteinander verbacken sind und dabei noch Hohlräume bilden.

Schliff 24 zeigt hauptsächlich Albitgarben, um Chlorit angeordneten Calcit, schwarze und teilweise durchschimmernde Erztröpfchen, wie Leukoxen. Das Gestein ist als Spilit anzusprechen.

Schliff 25 enthält in Calcit zersetzten Plagioklas, in Chlorit zersetzten Pyroxen mit einzelnen erhaltenen Pyroxenbrocken, Erz. Der Schliff zeigt ein ophitisches Gefüge und kann als Diabas bestimmt werden.

Über die Herkunft des Gesteins können nur Vermutungen angestellt werden. Seine Position innerhalb der Falte M.Ventasso-M.Groppo (s.Profil 11, analog der eingeschuppten Castellonchiokalke) deutet auf die Herkunft aus der Ventassoserie selbst oder aus ihrem unbekannten Substratum hin. Eine Einschuppung von oben, d.h. aus evtl. darübergelegenen Liguriden ist wegen der tektonischen Stellung nicht anzunehmen.

3. Die roten Schiefer von Marmoreto.

Typische Aufschlüsse für diese Sedimente befinden sich zwischen Marmoreto und Busana sowie in der Schuppenzone zwischen M.Groppo und M.Alto di Busana.

Die roten Schiefer sind von leuchtend tiefroter bis rotvioletter Farbe. Sie enthalten stets einen geringen Kieselsäureanteil. Auf den Scherflächen sieht man feinste Glimmerschüppchen. Eingelagerte fingerdicke Kalk- und Kalksandsteinbänkchen, z.T. mit Unterflächenstrukturen, und dünne

grüne Tonschichtchen sind nur im liegenden Teil beobachtet worden, ebenso eine etwa 3 cm dicke Schicht aus groben weißen und grauen, teilweise schlechtgerundeten Quarzen.

Die roten Schiefer sind meist stark zerschert und verhalten sich tektonisch ähnlich wie die grauen Mergel von Marmoreto, d.h. im Vergleich zu den Ponte-Biòla-Schiefern wirken sie als kompetenter Horizont, scheren gemeinsam mit den obersten Teilen der Ponte-Biòla-Schiefer ab und bilden wie diese manchmal eine wilde Zickzackfaltung. Petrographisch und was die tektonische Durchbewegung betrifft, ähneln sie sehr dem Ostia-Sandstein in seiner roten Ausbildung.

Dünnschliffe haben nur spärliche Faunen geliefert, wie z. B. Schliff 34 Globorotalia sp., Turborotalia sp., heterohelicidenähnliche Cilogümbelinen und Acarinina sp. Die Acarininen und Cilogümbelinen schließen Jüngeres als Mi-Eozän aus.

Von den älteren Autoren veröffentlicht erst AZZAROLI, 1950, auf seiner Karte 1 : 50.000 einige Rotschiefervorkommen in ganz unzureichender Ausdehnung und hält sie für Scaglia rossa (bei AZZAROLI "scisti policromi" genannt). Die sedimentären Kontakte zwischen Ponte-Biòla-Schiefern und roten Schiefern von Marmoreto erkannte er nicht, sondern hält die Rotschiefervorkommen gemeinsam mit den grauen Mergeln und dem hangenden Ventasso-Sandstein für Exotika. Wie schon weiter oben ausgeführt wurde, zeigen die hangendsten Partien der Ponte-Biòla-Schiefer eine enge Wechsellagerung fingerdicker kompetenter und inkompetenter Bänkchen. Die eingeschalteten härteren Bänke der Rotschiefer sind aus dem gleichen Material. In den jüngsten Zonen der Ponte-Biòla-Schiefer kündigt sich das Hangende durch einzelne rote Bänder schon an.

Nach oben gehen die roten Schiefer in die "grauen Mergel von Marmoreto" über. Der Übergang vollzieht sich kontinuierlich, ohne daß eine genaue Grenze gezogen werden kann. Ständige Zunahme von Kalksubstanz geht mit dem steigenden Verlust an Rotfärbung Hand in Hand. Der Übergangsbereich

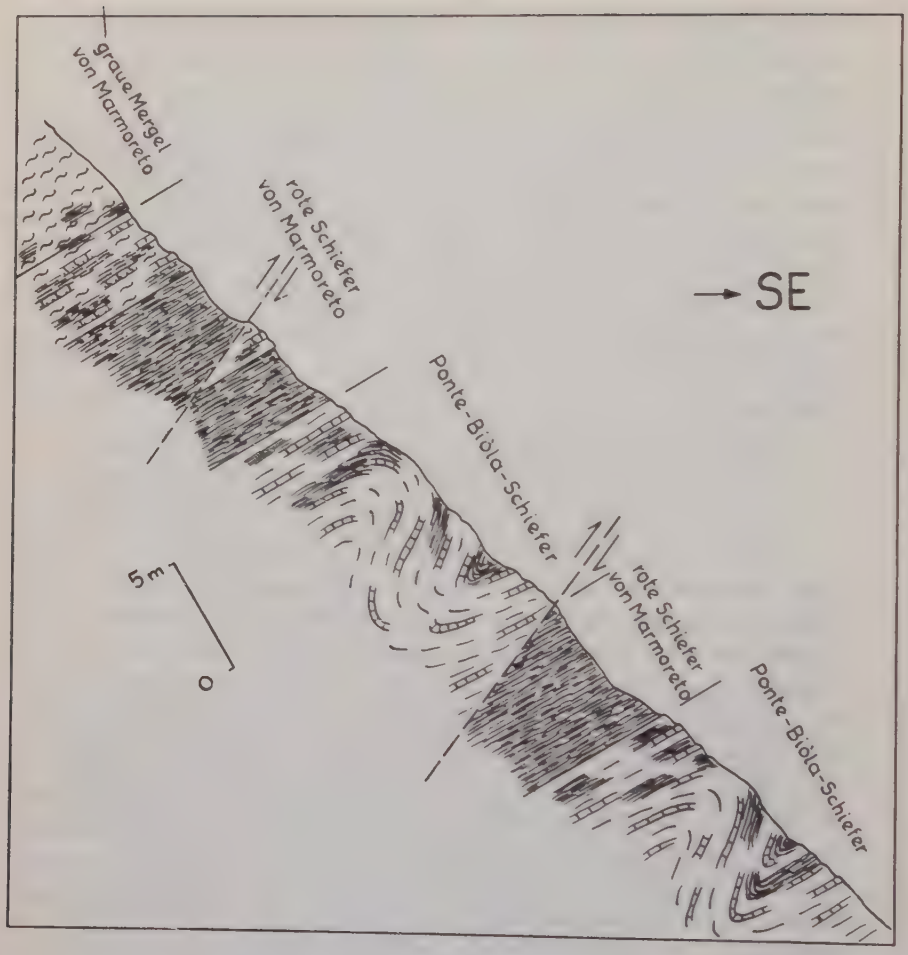


Abb. 3: Sedimentärer Übergang der Ponte-Bióla-Schiefer in die hangenden Schichtglieder der Ventassoserie. Die Rotfärbung der roten Schiefer von Marmoreto (parallele Strichelung) kündigt sich fleckenartig bereits in den oberen Ponte-Bióla-Schiefern an und setzt sich noch in die unteren grauen Mergel von Marmoreto fort.- Lokalität: zwischen M.Giovagallo und Casa Cantoniera di Busana.

beträgt durchschnittlich 1,5 m.

Die Mächtigkeit der roten Schiefer schwankt etwa zwischen 5 und 15 m. Sie können ganz fehlen, dann gehen die grauen Mergel direkt aus den Ponte-Biòla-Schiefern hervor. Ein Auskeilen in diesem Sinne ist z.B. in dem Vorkommen NW Busana und WSW Valbona an der Vaccareccia beobachtet worden. Bei Valbona besitzen die grauen Mergel von Marmoreto stattdessen am Grenzbereich zu den Ponte-Biòla-Schiefern, also dort, wo die roten Schiefer von Marmoreto sitzen müßten,

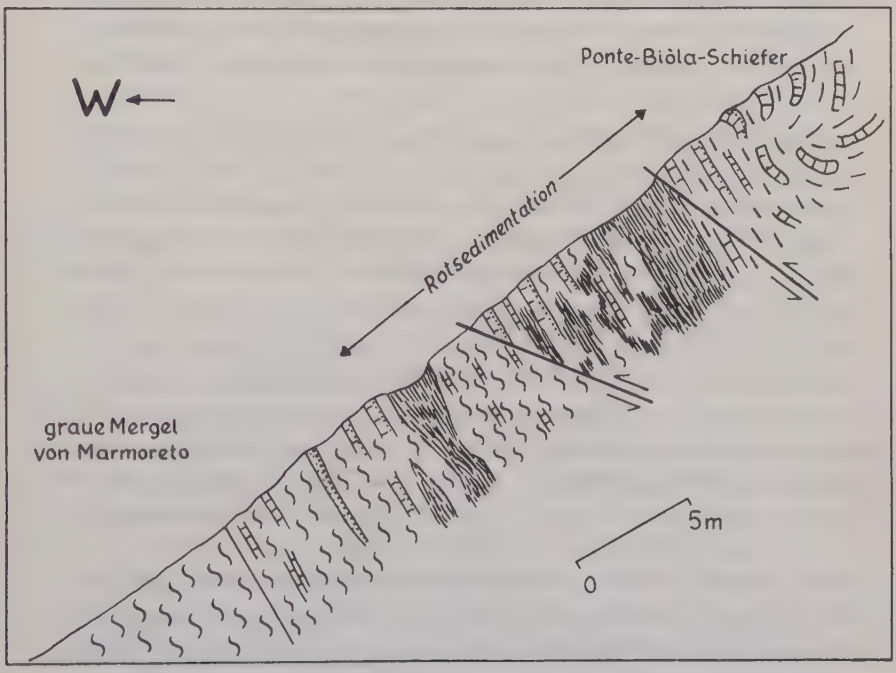


Abb. 4: (Die Abfolge ist überkippt). Sedimentärer Übergang der hier stark zerstörten Ponte-Biòla-Schiefer in eine weniger zerrissene Kalksandstein - Mergel - Wechselfolge mit roten Flecken, die die roten Schiefer von Marmoreto vertritt. Die Rotsedimentation setzt sich noch in die unteren grauen Mergel von Marmoreto fort.- Lokalität: NE Vallisnera (vgl.Profil 11), unter Pkt. 1425 m.

eine schwache, diffus verteilte über 2o m mächtige Rotfärbung. Das zeigt, wie unregelmäßig und unruhig die Rotsedimentation in der Ventassoserie gewesen sein muß.

4. Die grauen Mergel von Marmoreto.

AZZAROLI, 195o, veröffentlicht als erster auf seiner Karte unter dem Sandstein des M.Ventasso graue helle Mergel und hält sie für die gleichen wie jene zwischen der Scaglia rossa und dem Macigno der Hauptkette. Nach den vom Verf. gemachten Beobachtungen müssen die grauen Mergel der Hauptkette und die grauen Mergel von Marmoreto strikt auseinandergehalten werden und gehören zwei verschiedenen Sedimentationsräumen an.

Typische Aufschlüsse der grauen Mergel von Marmoreto befinden sich südlich dieses Ortes an der Straße nach Ligonchio und an der Secchia. Innerhalb der Mergel lassen sich verschiedene Niveaus feststellen, die immer wieder die gleiche Reihenfolge von unten nach oben haben.

Der Übergang der roten Schiefer in die grauen Mergel ist bereits oben beschrieben worden. Im tiefsten Niveau der grauen Mergel setzt nun eine kräftige mergelige Kalksedimentation ein. Das Gestein sieht hier im Anschlag gelblich bis bläulichweiß aus und verwittert weiß und bildet muschelige Verwitterungsbrocken. Im angewitterten Zustand reibt sich das Gestein oft ab. Glimmerschüppchen und Quarzsand wie in den roten Schiefern und im hangenden Niveau der grauen Mergel fehlen. Härtere kalkigere Schichten sind selten und nicht dicker als 5 cm. Ihre Mächtigkeit wechselt rasch, oft im Zentimeterbereich, so daß sie dann wie nebeneinanderliegende Konkretionen aussehen. Dieses auffällige hellgraue Niveau im unteren Teil der grauen Mergel nimmt etwa die Hälfte der Gesamtmächtigkeit ein. Im Rio Rondino bei Nismozza sind in dem hellen Mergelniveau unregelmäßig puddingoid verteilte, z.T. gut gerundete, häufiger eckige Quarze und Kristallinbrocken gefunden worden.

Die Serie geht nach oben in dunklere Mergel über, die feinste Glimmerschüppchen und Quarzsand enthalten. Das Gestein

färbt im angewitterten Zustand nicht ab. Es zerfällt bei der Verwitterung nicht in muschelförmige Bruchstücke wie das hellere liegende Niveau, sondern in längliche scharfkantige Griffel. Die seltenen härteren Sandstein- oder Kalkbänke haben für den Flysch typische Unterflächenstrukturen geliefert.

Übergänge ins Hangende, den Sandstein des M.Ventasso, sind fast überall erhalten, wo beide Gesteine zusammentreffen. Die Sandsteinsedimentation kündigt sich im hangendsten Bereich des dunklen Mergelniveaus durch zwischengeschaltete, immer mächtiger werdende Sandsteinbänke an. Ebenso nimmt die Dicke der Mergelzwischenlagen sowie deren Kalkgehalt kontinuierlich ab. Sie werden gleichzeitig dunkler. Die Übergangszone im bearbeiteten Gebiet ist etwa 3 m, selten bis 1o m mächtig.

Die grauen Mergel von Marmoreto sind so hart, daß sie für Schlämmproben ungeeignet waren. Einige Dünnschliffe haben Faunen der Eozän-Oligozängrenze ergeben, davon der

Schliff 82 außer winzigen Discozyclinenbruchstücken Globigerinoides sp., Globigerinen vom Typ dissimilis-, venezolana - conglomerata.

Altersmäßig paßt das gut für einen Vergleich mit den Rovaggiomergeln, die unter dem toskanischen Macigno der Hauptkette stehen. Die Gesamtmächtigkeit wechselt stark und beträgt durchschnittlich 4o m.

5. Der Sandstein vom M.Ventasso.

Die Sandsteinvorkommen in der Gegend des M.Ventasso zwischen Busana und Collagna wurden von SACCO, 1891-92 und 1922-23, als autochthone Gesteine betrachtet und mit dem Macigno der Hauptkette gleichgesetzt. ANELLI, 1935, erwägt eine allochthone Herkunft. MERLA, 1948, und AZZAROLI, 195o, beziehen ihn allochthon aus der Hauptkette. ELTER, 196o, hält ihn für "arenaria superiore" und stellt ihn gemeinsam mit den ihn umgebenden Schiefern in eine Ophiolithdecke. Auf Grund der neuen Untersuchungen ergab sich eine stratigraphische und tektonische Eigenständigkeit. Es wurde des-

halb für die in Frage kommenden Sandsteine der Name "Sandstein vom M. Ventasso" eingeführt.

Die Übergänge aus dem Liegenden sind eindeutig und im vorigen Abschnitt bereits beschrieben worden. Typische Aufschlüsse liefert vor allem der NE-Teil des M.Ventasso in der Nähe der Kapelle S.Maria Maddalena über den grauen Mergeln von Marmoreto. Die unteren 5o m enthalten den dünnbankigsten Teil der ganzen Abfolge. Hier beträgt die Bankmächtigkeit des Sandsteins durchschnittlich 3o bis 5o cm mit Tonlagen von 1 - 1o cm. Selten sind hier Bänke von über 1 m beobachtet worden. Über der dünnbankigen Serie setzt

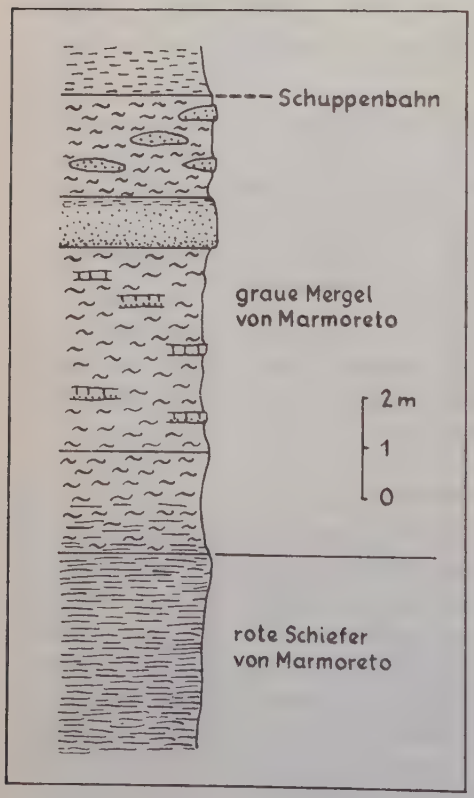


Abb. 5:

Sedimentärer Übergang der roten Schiefer von Marmoreto in die grauen Mergel, die hier eine 1 m mächtige Sandsteinbank enthalten.-
Lokalität:
SW Collagna, zwischen km 45 und Höhe 7o8 m.

die Sedimentation mit rund 1 m bis 1,5 m mächtigen Schichten bis zum Gipfel des M.Ventasso hin fort. Die Tonlagen sind in beiden Niveaus relativ mächtig, im Gegensatz zum Macigno der Hauptkette und zum Sandstein von Cerreto, wo zwischen den meisten der weit mächtigeren Bänke oft nur ein Tonhäutchen anzutreffen ist.

Der Sandstein vom M.Ventasso ist sehr feinkörnig und von dunkelgrauer Farbe. Die einzelnen Körner sind mit bloßem Auge oft nicht mehr zu unterscheiden. Bänke mit grober Schüttung, die Tonschieferfetzen und einzelne größere Gerölle enthalten, sind selten. Die Gradierung der Schichten ist oft schwer zu erkennen und die für den Flysch typischen Unterflächenstrukturen sind nicht so häufig und weniger deutlich als im Sandstein der Hauptkette. Eingelagerte Konglomeratbänke wie im unteren Teil der Serie von Cerreto, oder gar mächtige puddingoide Konglomeratserien wie in deren oberen Teil, konnten nicht beobachtet werden.

Schliff I 44 zeigt hauptsächlich parallel zur Schichtungsebene eingeregelte kleine Quarzkörner, viel Calcit, etwas verwitterten Feldspat und eingeregelte Muskowittäfelchen.

Die Sandsteinschichten weisen meistens parallel zur Schichtungsebene eine kräftige Lamination auf. Die Laminationsflächen sind übersät von feinen Muskowitschüppchen. Dank der Lamination läßt sich der Sandstein vom M.Ventasso zu etwa 1 bis 3 cm dünnen Platten aufspalten, die in der Umgebung als Dachziegel Verwendung finden.

Aus Sandsteinschichten hervorgehende sandige Kalkbänkchen von etwa 8 bis 2o cm Dicke sind nicht selten. Sie zeigen in einer feinkörnigen Kalksteinmasse zerbrochene, sehr dünnschalige unbestimmbare Kammerreste. 5oo m südlich vom Gipfel des M.Ventasso auf etwa 155o m über NN steht eine 8o cm mächtige Kalkbank an, sie hat ebenfalls keine bestimmbare Fauna geliefert. Auf Grund der Fossilfunde in den grauen Mergeln und des überall zu beobachtenden stratigraphischen Kontaktes zwischen beiden Gesteinen läßt sich der Sandstein

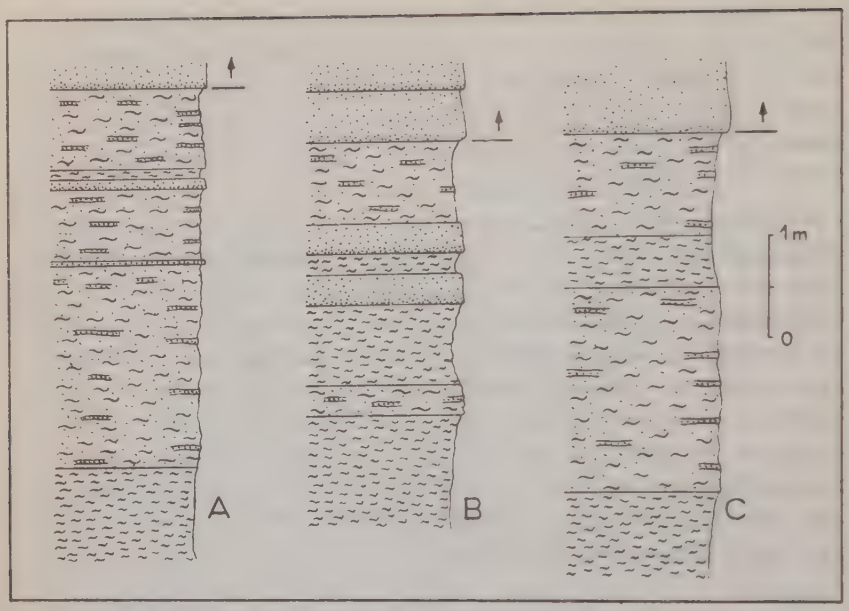


Abb. 6: Sedimentärer Übergang der grauen Mergel von Marmoreto in den Sandstein des M.Ventasso an verschiedenen Lokalitäten: A: NE La Tesa (Vallisnera) am Weg nach Höhe 1237 m, Kurve ins westliche Seitental. B: N "il Castello" (Vallisnera) oberhalb der Furt. C: SSE-Hang des M.Alto di Busana, am Weg.

vom Monte Ventasso ohne weiteres ins Oligozän stellen.

Das normale Hangende des Sandsteins ist nicht bekannt, auch nicht aus Nachbargebieten, soweit aus Begehungen festgestellt werden konnte. Die Mächtigkeit der Sandsteinserie kann an Hand der Aufschlüsse am M.Ventasso und südlich davon mit mindestens 7oo m angegeben werden.

6. Die Mergel vom Molino del Rosto.

Unmittelbar an der Secchia auf 5oo m Höhe über NN am östlichen Gebietsrand steht eine stark zerscherte Mergelmasse an, die rings von triassischen Gipsen bzw. quartären Ablagerungen umgeben ist.

Das Gestein wurde bisher von keinem älteren Autor erwähnt.

Es handelt sich um einen grauen kalkigen Mergel, der wenig sandig ist und kaum Glimmerschüppchen enthält, Schichtung nur schwer erkennen läßt und im verwitterten Zustand nicht abfärbt. Manchmal ist er von etwas härteren, ungleichmäßig mächtigen gradierten Kalk- und Sandsteinbänkchen mit flyschartigen Unterflächenstrukturen durchzogen. Bisweilen zeigen die Kalkbänkchen und Mergelbrocken im frischen Anschlag unregelmäßig verteilte dunkelgraue Flecken. Im Dünnschliffbild zeigen sie nicht mehr auflösbare schwarze Körperchen (Kohle ?, Erz ?).

Die größte Ähnlichkeit besitzen die kalkigen Mergel vom Molino del Rosto noch mit einer Mergelzone, die im stratigraphischen Kontakt in den hangendsten Partien des Macigno der Hauptkette liegt (s.Profile 1, 3, 21).
Die Mächtigkeit der fraglichen Serie ist wegen der starken Zerscherung nur schwer abschätzbar. Sie läßt sich für den Aufschluß an der Secchia mit 7o bis 9o m angeben.

Schliff 66 hat eine spärliche Fauna ergeben, die Herr Prof. Dr. Hagn freundlicherweise durchsah. Viele Tertiärglobigerinen, Globigerinoides tribola, die im Miozän vorkommt; stark involute Formen, Verwandt mit Orbulinen. Die Probe zeigt Anklänge ans Miozän.

Die Verbindung zu anderen Serien bleibt problematisch. Die Miozänmergel aus dem molasseartigen "Tongriano"- und Miozänbecken von Castelnovo ne'Monti sind weniger kalkig, anders gefärbt, weniger verfestigt und zeigen vor allem einen anderen Sedimentationscharakter.
Aus der etwa 12 km entfernten toskanischen Hauptkette können die Mergel vom Molino del Rosto kaum bezogen werden, da nördlich der Hauptkette niemals Vorkommen jüngerer toskanischer Sedimente gefunden worden sind. Am besten paßt der besprochene Mergelaufschluß noch in das Hangende des oligozänen Sandsteins vom M.Ventasso.

III. Die Serie der Hauptkette.

Etwa ein Viertel des untersuchten Gebietes wird von einer stratigraphischen Serie bedeckt, die von STEINMANN, TILMAN, TEICHMÜLLER, BEHRMANN u.a. als "Toskaniden II" bezeichnet wurde und die mindestens einen Zeitraum von der Trias bis zum Oligozän umfaßt. Die sogenannten Toskaniden II haben in der Umrandung der Apuaner Alpen weiteste Verbreitung. Ihre dortige tektonische Lage über den in stratigraphischer Ausbildung zum Teil abweichenden und leicht metamorphen, aber den gleichen Zeitraum umfassenden "Toskaniden I" bildete für LENCEWICZ, 1917, und TILMAN, 1926, die Grundlage zur Anschauung zweier übereinanderliegender toskanischer Elemente.

Auch nördlich der Apuaner Alpen im Untergrund der Hauptkette des Apennins, die vom Passo della Cisa bis weit in die Toskana und Umbrien hinein fast ausschließlich von Toskaniden II aufgebaut wird, haben die älteren Autoren autochthone "Toskaniden I" vermutet (z.B. TEICHMÜLLER, 1935), ohne daß hier ein solcher Aufschluß beschrieben wurde. In der vorliegenden Arbeit wurde statt der Bezeichnung "Toskaniden II" dem Namen "Serie der Hauptkette" der Vorzug gegeben.

1. Der Metamorphit vom Passo dell'Ospedalaccio.

Westlich vom Passo dell'Ospedalaccio steht eine etwa o,3 x o,5 km große Metamorphitscholle an. Sie ist rings von triassischen Gesteinen umschlossen, von denen die Gipse und brekziösen Rauchwacken eine diapirische Stellung einnehmen. Ob die triassischen quarzitischen Sandsteine über den Metamorphit transgrediert sind, wie z.B. DE STEFANI, 1887, AZZAROLI, 195o, und TREVISAN, 1955, annahmen, konnte auf Grund schlechter Aufschlüsse nicht nachgewiesen werden.

Der Metamorphit ist stark laminiert. In einem Bachaufschluß etwa 2oo m westlich des Passo dell'Ospedalaccio zeigt das Gestein meist o,5 bis 1,5 mächtige dunklere und hellere Zonen parallel zur Lamination. Die helleren Zonen sind meist etwas mächtiger und schwellen im oberen Lauf des Baches bis auf 8 m Dicke an. Im Aufschluß fallen außerdem viele das Gestein durchschlagende sekundäre Quarzgänge, so-

wie mylonitische Zonen auf.

Die Schliffe

I 135 und I 137 stammen aus den erwähnten dunkleren Partien des Aufschlusses und bestehen aus strahlsteinartiger Hornblende, serizitisiertem Plagioklas, idiomorphem Titanit und einem Quarzgängchen. Das Gestein zeigt ein stark deformiertes Gefüge und läßt sich als Amphibolith ansprechen.

Schliff I 14o enthält Muskowit, stark zerscherten undulösen Quarz, schwarze rundliche Erzkörnchen, blastischen, "Augen"-bildenden Albit, randlich stark zerscherten, nicht rekristallisierten Orthoklas, teilweise zerscherte Hornblende, Chlorit, Apatit und vereinzeilte Chromitkristalle.

Schliff I 134 zeigt einen Mylonit aus Quarz, Plagioklas, chloritisiertem Biotit und etwas Hornblende.

Die Schliffe I 14o und I 134 ähneln sich im Chemismus und haben mit Amphibolit nichts zu tun. Sie stammen aus den helleren, im allgemeinen mächtigeren Partien des Aufschlusses. Sie könnten aus einem stark durchbewegten und teilweise mylonitisierten, granitähnlichen Gestein stammen. - Beide Gesteintypen sind epizonal metamorph.

Die altersmäßige Stellung kann nur auf Grund von Vergleichen umrissen werden. In der gesamten Hauptkette des Nordapennin ist der Aufschluß am Passo dell'Ospedalaccio das einzige Metamorphitvorkommen. COCCHI, 1866, und dann auch SAVI, PARETO und DODERLEIN hielten den Metamorphit für umgewandelten Macigno. Er kann jedoch aus keinem der heute am Ospedalaccio anstehenden Gesteine entstanden sein, weil sein Umfang zu begrenzt ist und weder der Macigno noch eines der anderen benachbarten Gesteine eine Spur von Metamorphose zeigt.

Daher kommen auch nicht die ligurischen kretazischen Gesteine in Betracht, die am Ospedalaccio als allochthone Gleit-

masse anstehen. Es ist auch nicht wahrscheinlich, daß der Metamorphit als Span innerhalb der kretazischen Liguriden transportiert wurde, weil man bisher als Unterlage nur Granite kennt. Basische und ultrabasische Gesteine als Ausgangsmaterial für den Amphibolit treten in der ligurischen Abfolge an ganz anderer Stelle, nämlich an der Grenze Jura-Kreide auf. Am Ospedalaccio liegen jedoch saure und basische Zonen abwechselnd übereinander und bilden aufschlußmäßig eine Einheit.

In der vorliegenden Arbeit wird mit DE STEFANI, 1887, AZZAROLI, 1950, und MERLA, 1957, angenommen, daß das besprochene Gestein in den kristallinen Untergrund der triassischen quarzitischen Sandsteine gehört und damit einen abgerissenen Teil des "toskanischen" Untergrundes darstellt.

Diese Vorstellung wird einmal durch die Stellung des Gesteins im Sattelkern der toskanischen Stirnfalte und zum anderen durch die riesigen Triasdiapire am Ospedalaccio und durch die großen Dehnungsstörungen in der Paßregion gestützt. Es ist möglich, daß die Metamorphite wie auch die triassischen quarzitischen Sandsteine mehr oder weniger passiv innerhalb der Diapire mitgeschleppt wurden. In diesem Zusammenhang sei erwähnt, daß LOTZE, 1953, über den Salzdiapirismus im nördlichen Spanien ebenfalls mitgerissene, weit ältere Schollen beschreibt.

AZZAROLI, 1950, vergleicht den Metamorphit mit dem leicht metamorphen Komplex unter den "calcari cavernosi" und "grezzoni" im Kern der Apuaner Alpen. Hier wie dort handelt es sich um einen ähnlichen Metamorphosegrad (in den Apuaner Alpen treten u.a. Phyllite und Ottrelithschiefer auf), und die fraglichen Gesteine liegen den Triasvorkommen benachbart.

TREVISAN, 1955, beschreibt eine Schichtfolge vom M.Pisano mit ältesten Schichten des Permokarbons (teils als Phyllithe, teils als terrestrische Sedimente mit Pflanzenresten), einer Schichtlücke, die das O-Perm bis einschließlich das Ladin umfaßt, und dem dann einsetzenden Verrucano (außer den Verrucano-Quarz-Konglomeraten auch Quarzite enthaltend),

das graduell in die norische Kalk-, Dolomit- und Gipsfazies überleitet. Das von SAVI benannte, noch von IPPOLITO, 1944, für Perm gehaltene Verrucano stellt REDINI, 1944, auf Grund einer Fauna in die Zeitspanne U-Perm bis O-Trias und schreibt über rosafarbene, grünliche und graue Quarzite von Werfenien-Alter. TREVISAN, 1955, gibt karnisches Alter für das Verrucano an. Damit ist gleichzeitig ein Hinweis auf das Alter der am Passo dell'Ospedalaccio angetroffenen quarzitischen Sandsteine gegeben.

In den Apuaner Alpen liegt die pränorische Sandsteinsedimentation meist als Anagenit (Quarzitgerölle), selten als gebankter Quarzit vor. Im vorliegenden Arbeitsgebiet treten nie Anagenite auf. Das Metamorphitvorkommen am Ospedalaccio kann auf Grund des Vergleiches zu den Apuaner Alpen also möglicherweise in die Serien unter den Verrucano gehören, d.h. ins Permokarbon gestellt werden.

2. Die quarzitischen Sandsteine.

Von Acquabona bis Sassalbo sind längs einer Linie, die die gleiche Richtung wie die Störungszone in der Hauptkette hat, zahlreiche Aufschlüsse von quarzitischen Sandsteinen verstreut, deren kleinste nur wenige m^2 groß sind und deren größtes Vorkommen über einen Viertel km^2 bedeckt (WNW Cerreto dell'Alpi).

Die Schichten sind selbst im frischesten Aufschluß meistens stark zerbrochen. Die prismen- und würfelförmigen Bruchstücke erscheinen wie gestaucht und gerüttelt, so daß man die Schichtung oft schwer erkennt. In mehreren kleinen Gruben bei Collagna wird das Material leicht als Straßenschotter abgebaut.

Es handelt sich um gut gebankte Sandsteine, sandige Schieferzwischenlagen und reine Quarzitschichten. Helle Farben herrschen vor: von weiß, gelblich, grünlich, rosa bis grau. Auf den Schichtflächen beobachtet man oft einen Anflug von Serizit. AZZAROLI, 1950, beschreibt aus dem Aufschluß WNW Cerreto Kalkschichten, die dem Quarzit aufliegen und hält sie für einen Transgressionshorizont der Rauchwacken. Durch neuerliche Denudation zeigt sich jedoch, daß die Sandstein-

sedimentation nach oben fortsetzt.- Westlich Collagna ist die Serie etwa 5o m mächtig, an den anderen Aufschlüssen ist die Mächtigkeit geringer.

Nach TREVISAN, 1955, müßte ein Übergang der Quarzite in die norischen und rhätischen Dolomite bestehen. Die Kontakte im bearbeiteten Gebiet sagen nichts darüber aus, sie sind immer tektonisch. Am Passo del Cerreto und an der Gipswand bei Sassalbo beobachtet man inmitten der Gipse wenige m^3 -große zerriebene Quarziteinschlüsse. Westlich Collagna gibt es auf Störungen tektonische Brekzien aus Quarzit, mit Calcit und Gips verkittet. Das deutet darauf hin, daß die quarzitischen Sandsteine von den Triasdiapiren als mitgerissene Schollen bewegt wurden, und daß sie ursprünglich auch in einem stratigraphischen Kontakt gestanden haben können.

Fossilien wurden nicht gefunden. Es werden von verschiedenen Verfassern über Quarzite der Apuaner Alpen und des M. Pisano Altersangaben gemacht, die in diesem Zusammenhang von Interesse sind. ZACCAGNA, 1897, beschreibt mehrere Aufschlüsse, wo die für ihm für Perm gehaltenen kristallinen Schiefer am Kontakt mit den "grezzoni" eine klastische Zone aufweisen mit Quarzgeröllen und teilweise mit Quarziten. Er stellt sie in die U-Trias. Auch DE WIJKERSLOOTH, 1934, trennt die Quarzite als U-Trias vom kristallinen Substratum ab.

Die Beobachtungen von SCHNEIDER, 1935, in Ligurien (Massiv von Savona) lassen sich vollkommen mit den Verhältnissen im Arbeitsgebiet parallelisieren. Er beschreibt über dem (in der Toskana ähnlichen) Permokarbon helle Quarzite, mehr als 2o m mächtig. Es sind von dort keine größeren Gerölle bekannt geworden. SCHNEIDER stellt die Quarzite ins Werfenien. Darüber folgen graue Kalke und mächtige Dolomite mit Gipsen in tieferen Teilen (Karn). Er vergleicht die Schichtenfolge mit der Trias bei La Spezia und schreibt weiter: "Die kavernösen rauchwackigen Kalke sind wohl die Äquivalente der mächtigen Gipse von Busana..." .

REDINI, 1944, schreibt, daß die "... Muschelreste, Asteroiden und Problematika in grünlichen und z.T. grauen Quarzi-

ten, typisch Verrucano des M.Pisano .... identisch oder fast identisch mit Fossilresten des typisch alpinen Werfenien..." sind. TREVISAN, 1955, gibt den Quarziten vom M.Pisano auf Grund von Fährten und Muscheln ein karnisches Alter und stellt sie zum obersten Verrucano.

Zusammenfassend kann angenommen werden, daß in der Unter- bzw. unteren Mitteltrias von Ligurien bis zur Toscana einschließlich des Ablagerungsraumes der Hauptkette über kristallines Permokarbon mehr oder weniger viel klastisches Material geschüttet wurde. Im Gegensatz zur Hauptkette (und zu Ligurien) wurden diese klastischen Sedimente in den Apuaner Alpen und im M.Pisano als Anagenit nochmals aufgearbeitet, ehe das norische Flachmeer den ganzen toskanischen und ligurischen Ablagerungsbereich bedeckte.

3. Brekziöse Rauchwacken und Gipse.

Wegen ihrer Entstehung unter ähnlichen Bedingungen und wegen ihres gemeinsamen Auftretens werden Gipse und Rauchwakken im gleichen Abschnitt beschrieben. Ebenso wie die quarzitischen Sandsteine liegen die Vorkommen von Dolomiten, Rauchwacken und Gipsen in einer Zone, deren Richtung durch die großen Dehnungsstörungen in der Paßregion gekennzeichnet ist (s.tektonische Karte im Anhang). Diese Zone erstreckt sich von der SW-Ecke des Gebietes bis kurz vor Cervarezza im NW. In den Störungs-und Überschiebungszonen in der Umgebung des M.Cavalbianco treten ebenfalls Rauchwacken und Gipse auf.

a) Die brekziösen Rauchwacken.

Unter die Bezeichnung "brekziöse Rauchwacken" fallen auf der geologischen Karte auch einige winzige Aufschlüsse eines dunkelgrauen massigen Dolomits und die wenigen und kleinen Ausbisse von unzerbrochenen Rauchwacken. Diese beiden Gesteine stehen in engster, genetischer Beziehung zu den brekziösen Rauchwacken und gehen in sie stratigraphisch über. Die unzerbrochenen Rauchwacken und Dolomite sind z.B. N. des Passo del Cerreto in einem kleinen Bachanriß zu beobachten. Sie sind bläulichgrau bis schwärzlich. Die Rauchwacken sind

mit auffallenden 2 bis 3 mm breiten weißen oder gelblichen Tupfen übersät, welche Einschlüsse von weicherem, stark gipshaltigen Material sind. Die Verwitterung schafft ein feindurchlöchertes, poriges Gestein.

Die viel häufigeren brekziösen Rauchwacken sind im Aufschluß meist etwas heller mit einem Stich ins Gelbliche. Die durchschnittlich o,5 bis 1,5 cm großen Bruchstücke sind oben beschriebene feinporige Rauchwacken, dunkle und helle Dolomite. Die Kittsubstanz der Brekzien besteht aus Calcit und Brauneisen mit einem geringen Quarz- und Tonanteil sowie winzigen Dolomitbruchstücken.

Nördlich des Passo del Cerreto befinden sich Aufschlüsse, die die Entstehung der brekziösen Rauchwacken erklären. Im Liegenden eines Bachaufschlusses befinden sich 25 cm mächtige kalkige Dolomitbänke. Die untersten liegen noch völlig ungestört. Nach oben gehen sie allmählich in Schichten über, die von Gängchen mit der Kittsubstanz der Rauchwackenbrekzie erfüllt sind. In den weniger zerbrochenen Lagen passen die Bruchstücke der Schichten noch gut aneinander. Weiter im Hangenden sind die Bruchstücke gegenseitig verdreht und "schwimmen" schließlich in der Kittsubstanz. Die Gipsaufschlüsse NE des M.La Nuda und N von Sassalbo zeigen ähnliche Kontakte in die gleichen brekziösen Rauchwacken hinein. Größtenteils sind solche Kontakte aber durch diapirtektonische Bewegungen verwischt.

Die Anschauungen von BRUECKNER, 1941, über die Entstehung der Rauchwacken lassen sich auf Grund der beschriebenen Aufschlüsse im Gebiet Schritt für Schritt bestätigen. Wahrscheinlich hat primär eine Wechsellagerung von Dolomit und Anhydrit vorgelegen. Die Anhydritschichten haben bei der Umwandlung in Gips die Dolomitschichten zersprengt, die Bruchstücke gegenseitig verkantet und sind später herausgelöst worden. Calcit, Brauneisen und Gesteinsmehl bilden die zurückbleibende Kittsubstanz. RICHTER-BERNBURG, 1953, schreibt dagegen der Laugenströmung und der subaquatischen Sedimentgleitung, die bis zur Bildung von Trümmersalzen auch in Anhydritkörpern führen kann, die Ursache für die

Entstehung der Schichtzerstörung zu.

Die brekziösen Rauchwacken sind im angewitterten Zustand bröcklig. In frischen Blöcken setzen die Bruchflächen im Anschlag aber meist glatt durch das Gestein hindurch, ungeachtet der Unregelmäßigkeit von Zement und Bruchstücken.

Die ursprüngliche enge Wechsellagerung von Dolomit und Anhydrit, wie sie TREVISAN, 1955, aus einem Tunnelaufschluß in der Toskana beschreibt, ist im Gebiet nicht beobachtet worden. Dagegen sind in großen Gipskörpern eingelagerte o,5 bis 2 m mächtige Dolomitbänke mit mehr als 2 m großem Abstand zueinander häufig (N Sassalbo und NW Ponte Biôla). Hier ist es aber nicht zum Zerbrechen der Dolomitschichten gekommen, weil die dazwischengelagerten Gipsschichten relativ mächtig sind und sich die Fließbewegung des Gipses innerhalb der Gipsschichten kompensieren konnte. Das hat nur zu intensiver Verfaltung der Dolomitbänke geführt.

Ein großer Teil der Aufschlüsse der brekziösen Rauchwacken zeigt eine tiefgehende Verwitterung, bei der die Bruchstücke schneller aufgelöst werden als der Zement. Die Kittsubstanz bleibt als ein Skelett stehen, in dem die Hohlformen der herausgewitterten Bruchstücke zu sehen sind. Die einzelnen Septen sind durchschnittlich o,5 cm dick. Ein dolomitischer Zellenkalk dieser Art ist von den italienischen Geologen "calcare cavernoso" bzw. "calcare a cellette" bezeichnet worden.

Zwischen Cervarezza und Busana an der tektonischen Grenze zwischen der Ventassoserie und den tertiären Liguriden befinden sich einige Aufschlüsse, in denen die Septendicke des Stützskelettes den Durchmesser der Hohlformen mehrfach übertrifft. Man glaubt einen Vulkanit von der Art der Mandelsteine vor sich zu haben. Die geringe Größe der aus den Bruchstücken entstandenen Hohlformen kann wohl in diesem Falle durch zusätzlich starke tektonische Bewegung hervorgerufen worden sein, wodurch die jetzt herausgelösten Bruchstücke durch gegenseitigen Abrieb verkleinert wurden.

b) Die Gipse.

Am E-Rand des Gebietes im Secchiatal befinden sich riesige Gipsvorkommen, die fast 4 km^2 Fläche bedecken und sich außerhalb des Gebietes noch fortsetzen. Diese Gipsmassen wie auch alle anderen kleineren Vorkommen bis zur SW-Ecke des Gebietes sitzen auf Störungszonen und an Grenzflächen von tektonischen Einheiten.

Die Gipse sind meist schneeweiß und feinkristallin, aber bisweilen auch von dunklen, durch Ton verunreinigten, oft nur undeutlich abgegrenzten Gipsstreifen durchzogen. Dann sieht das Gestein äußerlich dem verschwommen gemaserten Bardiglio-Marmor aus Carrara ähnlich. E Marmoreto sind im Gips häufig schwarze bis 2,5 cm lange Quarzkristalle mit scheinbarer hexagonaler Bipyramide angetroffen worden. Sie ist sekundär aus dem Silikatanteil des Gipses entstanden.

In allen Gipsaufschlüssen findet man mehr oder weniger stark verfaltete, boudinierte oder mylonitisierte, meist blauschwarze Dolomitkörper vom gleichen Aussehen wie die Dolomit- und Rauchwackenbruchstücke der brekziösen Rauchwacken. Es handelt sich dabei um Brocken im Dezimeter- und Meterbereich, Reste von ehemals durchgehenden Bänken. Wie schon im vorigen Abschnitt erwähnt, sind guterhaltene Abfolgen und Übergänge von Gips und Dolomit bzw. brekziösen Rauchwacken selten und nur N Sassalbo und N des Ponte Bidla beobachtet worden.

Der Gips wurde früher in verschiedenen Dörfern des Untersuchungsgebietes durch Brennen in etwa 2 m hohen Schachtöfen bei 800° bis 900° in Estrichgips überführt, der als Gipsmörtel Verwendung fand.

ZACCAGNA, 1879, stellte die Gipse und Rauchwacken des Arbeitsgebietes in die mittlere Trias, hielt die Gipse aber noch für metasomatisch aus Kalken entstanden. ANELLI erklärte sie als marine Ablagerungen und beschrieb die Gipsaufschlüsse inmitten von jüngeren Kalken und Schiefern für tektonische Schollen.

BERTOLANI, 1948, hielt die Gipse im oberen Secchiatal, wie schon ZACCAGNA, aus Kalken entstanden und wollte Übergänge

aus Kalken in Anhydrit beobachtet haben. Hierbei handelt es sich aber zweifellos um die schon oben beschriebene Wechsellagerung von dolomitischen Kalken und Anhydrit bzw. von Dolomit- und Rauchwackenbänken innerhalb der Gipsmassen. Eine solche Wechsellagerung ist primär und in der salinaren Sedimentation zu erwarten (RICHTER-BERNBURG, 1953).

In den Dolomiten und Rauchwacken sind im Arbeitsgebiet keine Fossilien gefunden worden, es wird deshalb auf andere Gebiete Bezug genommen. ZACCAGNA beschreibt aus kalkigen und mehr oder weniger dolomitischen Schichten Terebratula vulgaris, Encrinus sp., Gyroporella sp. IPPOLITO beschreibt aus gebankten, fossilführenden, oft bituminösen Kalken, die über den "cavernosi" liegen, Avicula (Pteria) concorta Portlock, die Rhät abgibt.

Im stratigraphischen Schema der toskanischen Trias von TREVISAN, 1955, beginnen im Nor über dem Verrucano gleichzeitig eine marine Dolomit- und Kalksedimentation ("Grezzoni", auf deren norisches Alter MERLA, 1957, durch Worthenia Escheri (Stopp.) hinweist) und eine Dolomit- und Anhydrisedimentation (sog. "facies evaporitica" mit "calcare cavernoso"). Die Ablagerung in beiden Faziesbereichen soll bis ins obere Rhät angedauert haben. Seit Beginn des Rhät wurden zusätzlich in tieferem Wasser, aber wenig durchlüftetem, nicht offenen Meer, schwarze Kalke und Stinkschiefer mit Avicula contorta abgelagert, auf die sich IPPOLITO, VALDUGA u.a. aus Gebieten in den Apuaner Alpen beziehen, die jedoch im hier bearbeiteten Gebiet fehlen.

Die salinare Sedimentation kann demnach auch für das Untersuchungsgebiet ins Nor evtl. noch ins Rhät gestellt werden. Die Mächtigkeiten ließen sich nur abschätzen, für die Dolomite und brekziösen Rauchwacken etwa 150 m und für die Gipse etwa 100 m.

4. Die Jurakalke.

Im Gegensatz zur Trias zeigt die Hauptkette im Jura eine atark reduzierte Schichtenfolge. Im Aufnahmegebiet gibt es am M.Maccagnina (SSE Cerreto) und 600 m davon entfernt im

Rio Cavursella sowie S Sassalbo kleinere Aufschlüsse.

Am M.Maccagnina, in der "Grotta della Tecchia", finden sich im Liegenden etwa 15 mächtige, massige, dunkelgraue Kieselkalke mit seltenen schwarzen Kieselknoten. Diese Kalke enthalten in den oberen 1o m sehr viele teilweise zerdrückte und auseinandergebrochene, dünnschalige Ammoniten. Die Ammoniten sind durch die Verwitterung nicht herauspräpariert worden, man findet nur Anschnitte. Es handelt sich wahrscheinlich um Deroceras sp., bei AZZAROLI ebenfalls erwähnt. Das Profil setzt mit hellgrauen Kieselkalken, mit etwa 25 cm dicken Bänken fort. Die Kalke werden nach oben hin noch heller und enthalten wieder viele, zwar schlecht erhaltene Ammoniten von ähnlichem Typus wie im Liegenden. Schwarze Kieselknoten sind selten.

Auf Grund der Ammoniten und im Vergleich zu anderen Arbeiten aus Nachbargebieten wird der untere Teil der Steilwand am M.Maccagnina vom Verf. in den Lias, möglicherweise U-Lias, gestellt (AZZAROLLI, 195o, schreibt Sinémurien bis oberer Lias; ZACCAGNA, 1879-191o: unterer bis mittlerer Lias). Die auf einer Exkursion zur Pania di Corfino beobachteten roten kieseligen Kalke mit Ammoniten ("ammonitico rosso inferiore") entsprechen altersmäßig den hier beschriebenen Gesteinen.

Das Profil setzt fort mit dunkelgrauen kieseligen Kalken, die reich an schwarzen Kieselschnüren sind. Es gibt langgestreckte walzenförmige Kieselagen, die eine jahresringartige Zeichnung aufweisen, und andere unregelmäßige Kieselschnüre ohne Ringzeichnung. Die Kieselagen sind durchschnittlich 5 bis 1o cm dick und aus dem Kalk herauspräpariert. Der dunkle Kalk enthält ein Kieselskelett, das bei Verwitterung als poröse gelbliche Rinde stehenbleibt.

Über den dunklen Kalken folgt eine 1o m mächtige Serie aus auffällig hellen Kalken. Die einzelnen Bänke sind 1o bis 4o cm dick. Die seltenen Kieselknoten sind im Liegenden hellgrau, im Hangenden schwarz. Weder die dunklen Kalke im mittleren Abschnitt des Profils noch die hellen haben Fossilien erbracht. AZZAROLI, 195o, stellt sie noch in den Lias,

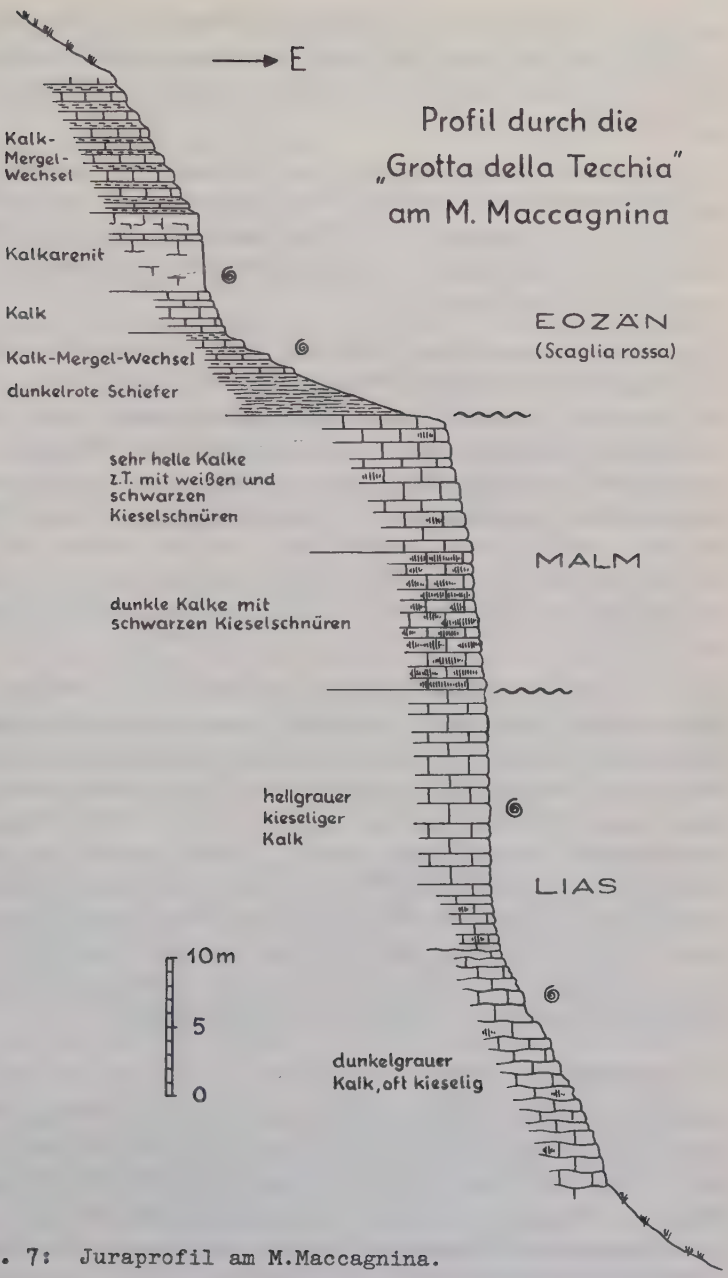


Abb. 7: Juraprofil am M.Maccagnina.

der somit hier eine Mindestmächtigkeit von 55 m haben müßte. Nach ZACCAGNA sind die fraglichen Schichten "Sequaniano", d.h. oberer U-Malm, was nach der Beschreibung eher zutreffen könnte.

Die Ausbisse von Kieselkalken und Kalken mit Kieselknoten im unteren Rio di Cavursella (W M.Cavalbianco) gleichen dem Aufschluß am M.Maccagnina. Es sind ähnliche graue Kieselkalke wie sie an der Pania di Corfina über dem Ammonitico rosso inferiore vorkommen.

Der dritte Juraaufschluß befindet sich südlich des Canale di Rovaggio bei Sassalbo beiderseits der Staatsstraße Nr.63. Im Liegenden ist es ein massiger wachsfarbener, z.T. kieseliger Kalk. Er wird etwa 2o bis 3o m mächtig, ist durch die tektonische Beanspruchung stark zerklüftet und von dicken Kalkspatgängen durchzogen. Die hangendsten Partien enthalten einen hellen brekziösen Dolomit, der mit Calcit und geringem Quarzanteil wieder verheilt ist (Schliff 271). Die Altersfrage bleibt ungelöst; es kann sich wieder um unteren Lias handeln.

Die Abfolge ist durch die Straße unterbrochen. Südlich davon folgen stark zerscherte harte Kalke von weißer und graugrünlicher Farbe, z.T. mit rötlichen Streifen und rötlichen Zwischenlagen. Mit gleichem Einfallen liegt darüber die Scaglia rossa. Da alle Gesteine in dieser Zone durch mehrere Störungszonen stark bewegt wurden, bleibt deshalb ein eventueller stratigraphischer Kontakt zwischen den beschriebenen Kalken und der Scaglia rossa fraglich. Wenn keine größeren tektonischen Komplikationen eingetreten sein sollten, könnte es sich der Stellung nach gut um den Übergangsbereich Malm-Unterkreide, d.h. um den Biancone handeln.

5. Die Scaglia rossa.

Bereits ZACCAGNA verzeichnet auf seiner Karte "Massa" den größten Teil der Scaglia-Aufschlüsse des Arbeitsgebietes und wendet für "rote, grünliche und gelblichgraue tonige Schiefer (teilweise Eozän); rote mergelige Kalke bisweilen mit Kieselknoten" den Namen Scaglia rossa an und hält sie größtenteils für Oberkreide. Darüber folgen bei ZACCAGNA

kompakte Kalke und Nummulitenbrekzien (nach ZACCAGNA, 1879-191o, mit Nummulites guettardi, Nummulites ramondi, Nummulites latispina usw.) und graugesprenkelte und grünliche Kalke, die er alle ins U-Eozän stellt. Im Hangenden folgt der Macignosandstein der Hauptkette.

In der vorliegenden Arbeit werden die "graugesprenkelten und grünlichen Kalke" von ZACCAGNA von der Scaglia rossa getrennt behandelt und Rovaggiomergel genannt. Der Verf. bezieht den Namen "Scaglia rossa" lediglich auf eine bunte, überwiegend kalkig mergelige Schichtenfolge von pelagischem Charakter, die nicht in Flyschfazies auftritt. Die Bezeichnung "scisti policromi" (ZACCAGNA, 1898 und 1932; MIGLIORINI, 1944 und 1945, und AZZAROLI, 195o) soll auf das ligurische Gegenstück der Scaglia beschränkt bleiben, um die grundsätzlichen Unterschiede zwischen toskanidischer und liguridischer Sedimentation nicht zu verwischen.

Immer dort, wo der liegende Sattel der Hauptkette genügend tief erodiert ist, erscheint im Sattelkern die Scaglia rossa: im NW von Sassalbo, im SE von Sassalbo und in der Gegend des M.Maccagnina (Grotta della Tecchia und Canale di Cavursella). Es handelt sich um eine Wechsellagerung von roten, grauen und grünlichen mergeligen Tonschiefern mit meist mergeligen Kalken der gleichen Farben. Die einzelnen Schiefer- und Kalkschichten sind durchschnittlich 1o bis 3o cm mächtig.

Auf Grund der Ausbildung der Kalkschichten läßt sich die Scaglia rossa in größeren Aufschlüssen schon grob in zwei Niveaus einteilen, wie z.B. im Canale di Cavursella. Das untere Niveau zeigt in den liegenden zwei Dritteln fast keine roten und grünen Farben. Es ist reich an dünnbankigen hell- und dunkelgrauen Kalken. Im mittleren Drittel treten auch dicke Kalkbänke mit Kieselknoten und helle Kieselkalke auf. Im hangenden Drittel des unteren Niveaus setzen sehr mergelige graue Kalke ein, die schließlich in eine rote Wechsellagerung von Kalken und mergeligen Tonschiefern übergehen. Aus diesen Schichten lieferte der

Schliff I 62 eine Fauna aus unbestimmbarem Fossilschutt und Foraminiferen vom Typ Globotruncana lapparenti Brotzen. Der Schliff zeigt für dieses

Niveau den mittleren und oberen Teil der Oberkreide an.

Das obefe Niveau der Scaglia rossa setzt im Canale di Cavursella über einer auffälligen, nicht gradierten Schieferbrekzie ein. Sie besteht ganz aus roten Schieferbröckchen, durch einen hellgrauen, grünlichen und roten Kalkzement verkittet. Die Schieferbröckchen haben eckige Bruchkanten, sind bis 4 cm breit und trotz ihrer Tafeligkeit z.T.verkantet eingebettet. Darüber liegt eine Kalkbrekzie, o,4 m mächtig mit dünnen roten Schieferzwischenlagen.

Über dieser Brekzienzone setzt die rote Kalk-Schiefer-Wechselfolge fort. Etwa 4 m über der Brekzienzone sind nochmals einige dünne Lagen einer Schiefer rekzie eingelagert. Dieses obere Niveau, das sich, wie weiter unten ausgeführt wird, als tertiäre Scaglia rossa herausgestellt hat, wird "obere Scaglia rossa" genannt.

6oo m entfernt von den oben beschriebenen Aufschlüssen an der "Grotta della Tecchia" am M.Maccagnina fehlt die untere Scaglia rossa. Über die fraglichen Oberjurakalke legen sich bis 3 m mächtige, leuchtend rote bröcklige Schiefer, dann folgt eine rote und grüne Kalkstein-Mergel-Wechselfolge, die im unteren Teil die gleiche Schieferbrekzie enthält, wie jene im Canale di Cvursella. Darüber folgen über 3 bis 4 m diverse Kalksteinbänke, Mergelkalke, z.T. mit eingeschalteten Kalkarenitbänken. Die Abfolge geht in eine fast 3,5 m mächtige harte Kalkarenitbank über; über ihr liegt eine zweite von 1,2 m Dicke. Darüber folgt die gleiche Serie wie unten mit kleinen Kalkbrekzienbänken. Der

Schliff I 53 zeigt Reste von dickschaligen Lamellibranchiaten, fragliche Globotruncanen und zerbrochene Discocyclinen. Damit erweist sich das Gestein nicht älter als Paläozän.

Schliff 221 aus der Gegend N M.Ischia enthält eine umgelagerte Fauna von Globotruncanen, Globorotalien, grobperforierten Globigerinen, Discocyclinen, Truncorotaliaspp., Acarininen überwiegen.

Die Fauna weist auf O-Paläozän bis unteres Mi-Eozän. Wegen der Umlagerung kommt das Jüngere, tieferes Lutet, in Betracht.

Schliff 237 zeigt Fetzen von umkristallisierten Kalkalgen. Eine Frühform von Globigerapsis sp. spricht nach Dr. von Hillebrandt für mittleres O-Eozän.

Alle Kalkbrekzien aus der Scaglia rossa haben Tertiärfaunen gezeigt, so daß das Vorkommen von Kalkareniten ein wichtiger Hinweis auf das obere Scaglianiveau war. Sie ließen sich jedoch von Aufschluß zu Aufschluß nicht miteinander parallelisieren, da sich ihre Mächtigkeit rasch verändert. Kalkarenite, die sogenannten "Nummulitenbrekzien" bzw. "-kalke", sind aus der Scaglia rossa seit langem bekannt (im Untersuchungsgebiet mindestens seit DE STEFANI, 1884).

Flächenmäßig ist das obere Niveau der Scaglia rossa im Kartierungsgebiet weiter verbreitet als das untere. Die Aufschlüsse bei Camporàghena täuschen eine gewaltige Mächtigkeit vor. Die Scaglia ist jedoch fast immer engverfaltet, begünstigt durch den raschen Wechsel tektonisch kompetenter und inkompetenter Schichten, so daß die Mächtigkeit der oberen Scaglia rossa mit mindestens 12o m angegeben werden kann.

Die untere Scaglia rossa hat zum Liegènden keinen sauberen Kontakt geliefert. Aus dem Canale di Cavursella sind von der unteren Scaglia rossa nur knapp 2o m bekannt. Am M. Maccagnina fehlt die untere Scaglia rossa ganz.

In Dünnschliffen festgestellte Brocken aus kretazischen Gesteinen, sowie umgelagerte Globotruncanenfaunen in den Kalkareniten und die oben beschriebenen Schieferbrekzien beweisen eine Aufarbeitung des Untergrundes. Im vorliegenden Arbeitsgebiet ist diese Aufarbeitung so weit gegangen, daß von der unteren Scaglia rossa fast nichts mehr vorhanden ist und am M. Maccagnina die obere Scaglia rossa mit den Jurakalken eine Schichtlücke bildet.

REUTTER & SERPAGLI, 1961, beschreiben aus der Gegend von Pontremoli ebenfalls eine Sedimentationslücke. Die Scaglia rossa inferiore im Val Gordana reicht vom U- bis O-Cenoman oder U-Turon. Die Scaglia rossa superiore beginnt im U-Eozän und zeigt eine Mischung aus Eozän- und Campan-Maastrichtfaunen.

6. Die Rovaggiomergel.

Der stratigraphische Übergang der Scaglia rossa in die Rovaggiomergel vollzieht sich kontinuierlich über weniger als 3 m. Die zwischengeschalteten roten Schiefer und weißen Kalke vermergeln zusehends, die Rotfärbung verliert sich und geht in gelblichweiße, grünliche und hellgraue Töne über. Die Gesamtmächtigkeit dieser Mergelserie beträgt etwa 4o m.

Die Sedimentation von Nummulitenbrekzien bzw. Kalkareniten scheint in ihrer Mächtigkeit vom Sand- und Tonanteil der Rovaggiomergel abzuhängen: An der Typlokalitat im Canale di Rovaggio (S Sassalbo) sind die Mergel meist heller und kalkiger und enthalten fast keine dickeren Kalkarenite. Dagegen im W des M.Cavalbianco, wo im Liegenden noch einige Meter dunkelgraue, sehr tonige Mergel eingeschaltet sind und die ganze Mergelsedimentation sandiger ist, findet man häufig o,25 bis o,5 m mächtige Kalkbrekzienbänke.

Mehrere Dünnschliffe haben daraus Faunen erbracht. Die

Schliffe I 24 zeigen umgelagerte Tertiärbrocken mit Globorotalien von Paläozän-Eozänalter, umgelagerte Alveolinen, Operculinen, Lithothamnien; Nummuliten aus der Formengruppe N. partschi und N. praelucasi, die auf U- bis Mi-Eozän deuten; zerbrochene Nummuliten vom Typ millecaput und gizehensis, typisch für Lutet. Schließlich Lepidocyclinen, die Oligozänalter angeben.

Schon bei PRINCIPI, MIGLIORINI, 1944, 1945, 1949 bei Barga/Valle del Serchio und ELTER & SCHWAB, 1957, SW Pontremoli, werden Lepidocyclinen aus einem schiefrig-kalkigen Komplex zwischen Scaglia und Macigno beschrieben.

Der Verf. nimmt in der vorliegenden Arbeit eine strikte Unterscheidung zwischen Scaglia und Rovaggiomergeln vor, weil sich mit den Rovaggiomergeln im Gegensatz zur oberen Scaglia rossa die Flyschsedimentation im Ablagerungsgebiet der Hauptkette endgültig durchgesetzt hat. Die pelagische mesozoische Sedimentation der Toskaniden II endet erst mit dem Übergang in die flyschartigen Rovaggiomergel, die dünne, gradiert geschichtete Kalksandsteinbänkchen mit, auch für den Flysch, typischen Unterflächenstrukturen enthalten. Die Flyschentwicklung kündigt sich bereits mit den z.T. gradiert geschichteten Kalkarenitbänken der oberen Scaglia rossa an, aber die pelagische Kalk- und Rotsedimentation überwiegt dort noch.

Die Rovaggiomergel haben große Ähnlichkeit mit den grauen Mergeln von Marmoreto aus der Ventassoserie. Hier wie dort ist der Übergang in den hangenden Macignosandstein kontinuierlich. Knapp 1o m unter der Obergrenze der Mergelsedimentation kündigt sich der Macigno mit einer 2 m mächtigen Sandsteinbank an. Darüber folgen noch einige Meter Rovaggiomergel, dann setzt die 2 bis 3 m mächtige Übergangszone ein, in der die Mergel zusehends toniger und sandiger werden.

7. Der Sandstein der Hauptkette (Macigno, Typ M.Casarola) und die Mergeleinschaltung.

Der aus den Rovaggiomergeln stratigraphisch hervorgegangene Flyschsandstein der Hauptkette ist eines der auffälligsten Gesteine im tosko-emilianischen Apennin. Er baut vom Passo della Cisa bis zum Passo di Pradarena ununterbrochen die höchsten Gipfel auf.

Der Macigno, Typ M.Casarola, ist aus einer grobsandigen Schüttung aus größtenteils eckigen Bruchstücken gebildet und beginnt im Gegensatz zum Sandstein der Serie des M.Ventasso gleich im Liegenden mit 1 bis 3 m mächtigen Bänken.

Schliff 232 repräsentiert die Hauptbestandteile des Macigno der Hauptkette: Quarz, der teilweise undulös auslöscht; Orthoklas; verschieden stark zersetzten Plagioklas; Calcit; Biotit; Epidot.

Ein häufig anzutreffender Chloritanteil verleiht dem Gestein eine graugrünliche Färbung, ähnlich wie beim Sandstein des Sattels von Cerreto. Die Grünfärbung tritt jedoch längst nicht so auffällig in Erscheinung wie im ligurischen Sandstein vom M.Campastrino. Der Sandstein vom M.Ventasso ist durch Mangel an Chlorit noch weniger grün.- In anderen Schliffen finden sich Kalksteinbröckchen, Serpentinbruchstücke, Muskowit. Eingelagert sind ferner mehr oder weniger häufig millimeter- bis handtellergroße Tonschieferschmitzen.

Wie beim Sandstein des Cerretosattels schwankt der Feldspatanteil und die Häufigkeit der Tonschieferbrocken erheblich. In vielen Schichten lassen sich überhaupt keine Tonschieferschmitzen feststellen, in anderen, wenn auch seltenen Fällen erreichen sie Quadratmetergröße. Im ganzen gesehen kann man den Macigno, Typ M.Casarola, nach der Klassifikation der Sandsteine nach PETITJOHN, 1956, als ein Gestein bezeichnen, das petrographisch zwischen lithischer Grauwacke und lithischem Sandstein steht.

Die Schichten zeigen in der Horizontalen keine wesentlichen Mächtigkeitsänderungen. Am M.Alto sind fünf Kohleschichtchen aus Pflanzenhäksel wahrscheinlich eingeschwemmter lanzettförmiger Blätter beobachtet worden, keine mächtiger als 2 cm. Auch die Kohlesedimentation ist horizontbeständig, da die Schichten in der gleichen Ausbildung und im gleichen Niveau 4 km weiter südlich im Massiv des M.La Nuda wiederkehren.

Kalksedimentation ist seltener als im Sandstein des M.Ventasso. Die Kalkschichten ließen sich nicht über weite Entfernung hin verfolgen. Es sind gewöhnlich fast schwarze, weiß anwitternde, dichte quarzhaltige Kalke.

Schliff I 99 vom M.Alto hat viele Exemplare dünnschaliger und kleiner, meist zerbrochener und angelaugter Globigerinen sowie kleine Radiolarien erbracht.

Kalkarenitschichten mit Lepidocyclinen sind seit PRINCIPI bekannt und von MIGLIORINI und ELTER & SCHWAB beschrieben. Bei einer Begehung der Hauptkette NE Soraggio (im Gebiet

von W.BOHNE) wurde ebenfalls ein aus dem Macigno stammender, gradiert geschichteter Lesestein mit Lepidocyclinen gefunden, der das Oligozänalter für diesen Apenninabschnitt untermauert.

An Lebensspuren an den Schichtunterflächen haben sich Weidespuren vom Typ Helicolithus sampelayoi AZPEITIA und ähnliche Spuren wie Desmograpton, sowie Freßbauten vom Typ Zonarites alicornis FISCHER-OOSTER gefunden.

Eine Unterteilung der ganzen Schichtfolge in Großzyklotheme wie beim Sandstein von Cerreto ist nicht möglich gewesen, da die Macignosedimentation in unregelmäßigem Wechsel dünnerer (1 bis 3 m) und dickerer Bänke (bis über 1o m) in bemerkenswerter Eintönigkeit durchhält.- Die Sedimentation besonders der mächtigen Macignoschichten hält mit Material gleicher Korngröße bis in den allerobersten Teil der Schichten an. Erst hier macht sich eine Gradierung bemerkbar, die dann bis in Tone, seltener in Mergel übergeht. Diese äußerlich erkennbare Zone feinklastischer Schüttung macht höchstens 5 % der Schichtmächtigkeit aus. Feinklastisches Material kann bis auf ein dünnes Tonhäutchen auch ganz fehlen. Der hangende Teil einer Schicht ist dann oft nur durch eine feine Lamination zu erkennen.

Sedimentstrukturen auf den Schichtunterseiten wurden häufig beobachtet, besonders "flute casts" und "load casts". Die Lamination im oberen Teil innerhalb der Macignobänke kann manchmal dünenähnlich gewellt sein. Da die Schichten meistens vielfach laminiert sind, ergeben sich bei der Verwitterung häufig gewölbte, schalenförmige Platten. Die richtungsangebenden Unterflächenstrukturen haben wie bei TEN HAAF, 1959, apenninische Richtung mit Transport aus WNW ergeben.

Die typischen Sedimentstrukturen, die mehr oder weniger gut ausgebildete Gradierung der Bänke, sowie die horizontale und vertikale Eintönigkeit des Gesteins weisen auf die Entstehung des Sandsteins durch Trübstrome (turbidity currents) hin (MIGLIORINI, KUENEN). Entstehung durch Turbidity currents ist neben den besonderen Flyschspurenfossilien

(SEILACHER) das Hauptmerkmal für Flyschgesteine.

In der SE-Ecke des bearbeiteten Gebietes, zwischen M.Cavalbianco und Passo di Cavursella, im SW von Succiso und bei Comano und S Camporàghena schalten sich in das Dach des Macigno der Hauptkette dunkelgraue sandige Mergel ein, mit gelegentlich zwischengelagerten dünnen Sandsteinbänken. Sie gehen aus dem Sandstein stratigraphisch hervor. Die Übergangszone ist etwa 1o m mächtig. Die Mergeleinschaltung im Macigno ist in der SE-Ecke des Arbeitsgebietes rund 1oo m und im W etwa 8o m mächtig.

AZZAROLI, 195o und 1955, hat nur die Mergel bei Comano und SW von Succiso als Hangendes des Macigno erkannt, parallelisiert sie aber noch mit den obersten Konglomeratserien im Hangenden des Sattels von Cerreto. Beide Gesteine können schon wegen ihrer Zugehörigkeit zu ganz verschiedenen großtektonischen Einheiten nicht ohne weiteres gleichgestellt werden, ganz abgesehen von der großen faziellen Verschiedenheit (dort: eine einzige bis 1oo m mächtige feinsandige graue Kalkmergelserie mit dünnen Macignobänken, hier: eine weit geringmächtigere Konglomeratserie mit schwarzem Ton- und Kieselzement, die sich nach einer Unterbrechung durch 2o m Sandstein im Hangenden wiederholt).

Die Mergeleinschaltung hat größte Ähnlichkeit mit den Mergeln vom Molino del Rosto. Beide Serien zeigen im frischen Anschlag eine charakteristische dunkelgraue Tüpfelung. Die Flecken messen 1 - 2 mm im Durchmesser und haben die gleiche Härte wie die hellere Umgebung. Sie sind über die ganze Schichtdicke gleichmäßig verteilt und zeigen parallel zur Schichtungsebene keine Ausrichtung. Die Flecken erweisen sich unter dem Mikroskop lediglich als eingelagertes Pigment aus nicht mehr auflösbaren Kohle- oder Erzklümpchen.

Die Mergel haben nur kümmerliche Faunen erbracht,wie z.B.

Schliff 161 teils zerdrückte, teils aufgelöste grobperforierte Globigerinen von Tertiäraussehen, wie Globigerina buloides.

Nach oben geht die Mergeleinschaltung wieder in reguläre

Macignosedimentation über (bei Comano und W M.Cavalbianco zu beobachten). Die Kontakte sehen ähnlich aus wie der Übergang zwischen Rovaggiomergel und Macigno.

Dieser hangendste Teil des Macigno ist jedoch nicht mehr überall erhalten. W des M.Cavalbianco ist der hangendste Teil des Macigno noch etwa 140 m mächtig, bei Camporàghena nur noch knapp 40 m. S Camporàghena und SW Succiso fehlt der oberste Teil des Macigno ganz, d.h. die Mergeleinschaltung selbst bildet das Macignodach. In der Gegend des M.Casarola und N des M.Cavalbianco, d.h. an der Umbiegung der liegenden Stirnfalte der Toskaniden II fehlt selbst die Mergeleinschaltung. An allen diesen Stellen liegen auf dem Macigno bzw. seiner Mergeleinschaltung tertiäre und kretazische ligurische Gesteine mit einem scharfen tektonischen Kontakt. Es ist entweder anzunehmen, daß beim Übergleiten der Liguriden über die Gesteine der toskanischen Hauptkette der Macigno und seine Mergeleinschaltung verschieden stark abgehobelt wurden oder daß schon vor der tektonischen Bedeckung durch die ligurischen Sedimente ein Relief bestand. Die Mergel vom Molino del Rosto, am E-Rand des Gebietes, sprechen für eine Abhobelung, wenn man sie wegen ihrer großen Ähnlichkeit zur Mergeleinschaltung als eine von den tertiären Liguriden (bei Cervarezza)mitgerissene Scholle deuten will.

Über die Gesamtmächtigkeit des Sandsteins der Hauptkette (einschließlich der Mergeleinschaltung) im bearbeiteten Gebiet sind von BEHRMANN, 1936, 2000 m und von AZZAROLI, 1950, 2700 bis 2800 m angegeben worden. Aus dem im E benachbarten Gebiet beschreibt AZZAROLI, 1955, eine Mächtigkeit von nur 1500 m. Die älteren Autoren kannten die Dehnungsstörungen in den Sandsteinmassiven noch nicht. Unter Berücksichtigung der auskartierten Abschiebungen kommt man höchstens auf 1900 bis 2000 m Macignomächtigkeit.

IV. Zusammenfassender Vergleich zwischen der Ventassoserie und der Serie der Hauptkette.

Für einen Vergleich kommt nur das Tertiär beider Serien in Frage, weil die Ventassoserie im bearbeiteten Gebiet erst ab Paläozän-Eozän bekannt ist. Die Stellung der diapirischen Triasvorkommen innerhalb der Ventassoserie und im Secchiatal zwischen Busana und Talada wird im Abschnitt über die Triasdiapire besprochen.

Die Serie der Hauptkette beginnt bereits im Paläozoikum (Permokarbon ?). Eine Transgression der quarzitischen Sandsteine über dieses älteste leicht metamorphe Gestein wird vom Verf. für sehr wahrscheinlich gehalten. Die Mächtigkeit der Dolomite, Rauchwacken und Gipse der Trias ist nur näherungsweise anzugeben. Sie wurde auf mindestens 250 m geschätzt. Einschließlich der quarzitischen Sandsteine erreicht die Trias somit mindestens 300 m Mächtigkeit. Zwischen Trias und Jura fehlen die dunklen Rhätkalke (TREVISAN, 1955, u.a.). Der 55 bis 60 m erreichende Jura liegt nur lückenhaft vor, möglicherweise mit einer den oberen Lias, den gesamten Dogger und das untere Malm umfassenden Schichtlücke. Der Jura ist durch Fossilien nur ungenügend belegt, ebenso die Unterkreide mit wenig mehr als 20 m Scaglia rossa inferiore. Das gesamte Mesozoikum einschließlich des Metamorphits hat eine Mächtigkeit von rund 425 m.

Nach einer Sedimentationslücke in der oberen Kreide setzt das Profil mit der rund 120 m mächtigen oberen Scaglia rossa fort (ab Paläozän-Eozän bis O-Eozän). Erst an der Wende Eozän-Oligozän setzt Flyschfazies ein (Rovaggiomergel, 40 m mächtig und "Macigno der Hauptkette", 1900 bis 2000 m mächtig).

Eine Gegenüberstellung von Ventassoserie und Serie der Hauptkette ist deshalb von Wichtigkeit, weil von allen älteren Autoren der Sandstein der Ventassoserie samt seinen 40 m mächtigen liegenden Mergeln in die Serie der Hauptkette gestellt wurde (SACCO, TEICHMÜLLER, BEHRMANN, MERLA u.a.). Der Sandstein der Ventassoserie und die grauen Mergel von

Marmoreto haben jedoch im Laufe der vom Verf. vorgenommenen Untersuchungen mit den sie umgebenden Schiefer- und Kalkserien (früher teils als "Argille scagliose", teils als "Alberese" beschrieben) eindeutige stratigraphische Kontakte geliefert. Auf Grund dieser Tatsache kann der Sandstein des M.Ventasso nicht mehr tektonisch aus der Hauptkette bezogen werden (ANELLI, AZZAROLI, MERLA).

Die "Castellonchiokalke" (bis 65 m mächtig), "Ponte-Bidla-Schiefer" (mindestens 300 m mächtig), die "roten Schiefer von Marmoreto" (mindestens 40 m) und der "Sandstein vom M.Ventasso" (aufgeschlossene Mächtigkeit mindestens 700 m) bilden eine Gesteinsfolge, die im Paläozän beginnt und im Liegenden mit der oberen Scaglia rossa gleichaltrig ist.

Die Abfolge am M.Ventasso zeigt einige spezifische Merkmale, die der Scaglia fehlen: synsedimentäre Brekzien, wie in den Ponte-Bidla-Schiefern, häufige Serpentinschuttbänkchen, Vorkommen von Olistholithen sowie Brekzien und Kon - glomeraten in den, den Rovaggiomergeln entsprechenden, grauen Mergeln von Marmoreto. Das alles sind Zeichen von Bodenunruhe und syngenetischen tektonischen Bewegungen.

Die ganze Serie am M.Ventasso ist bereits seit Beginn des Tertiärs in Flyschfazies abgelagert worden. Demgegenüber stehen das Paläozän und Eozän der Hauptkette mit pelagischer bunter Scaglia, die eine isomesische Fortsetzung des geringmächtigen Mesozoikums ist. Das ist der Hauptunterschied zwischen den beiden Serien. Er verlangt nicht nur die tektonische, sondern auch die sedimentologische Trennung beider Serien in zwei verschiedene Ablagerungsräume.

Damit hängen auch ursächlich die verschiedenen Mächtigkeiten im untersten Tertiär zusammen. Die Flyschsedimentation der Ventassoserie hat bis zum Beginn der Sandsteinschüttung mindestens 420 m Sedimentmächtigkeit geliefert, im Gegensatz zu rund 150 m im Bereich der Hauptkette (Scaglia rossa + Rovaggiomergel).

Die Schichtbeschreibungen in den vorangegangenen Kapiteln haben eine Fülle lithologischer Unterschiede zwischen bei-

den Serien gezeigt. Dadurch ist die Ventassoserie auch einem anderen tektonischen Bauplan unterworfen. Im Gegensatz zum Alttertiär der Hauptkette bieten die Schiefer unter dem Sandstein des M.Ventasso einen idealen Abscherungshorizont. Der Sandstein und die sich tektonisch ähnlich verhaltenden roten Schiefer und grauen Mergel von Marmoreto sind eng verschuppt und verfaltet, während die liegenden Ponte-Biòla-Schiefer, fast unabhängig von ihnen, diapirisch durcheinandergeflossen und auf Dehnungsstörungen als hochplastisches Material aufgedrungen sind. Die relativ starren Massen der Castellonchiokalke stecken als Groß-Boudins in den Schiefermassen. In der Serie des M.Ventasso ist die "Scherbentektonik" (RICHTER, 1963) perfekt verwirklicht.

Es erhebt sich die Frage nach der regionalen Verbreitung und Abgrenzung beider Serien. Der Verlauf der Gesteine der Hauptkette ist seit langem durch die älteren Autoren einigermaßen bekannt, z.B. durch SIGNORINI, 1946: Sinalunga (W des Lago di Trasimeno - Monti del Chianti - Monte Albano - Monti della Lucchesia - Apenninhauptkamm von der Alpe delle Tre Potenze bis zum Monte Orsaro (Provinz Parma), zusammen also mindestens 2oo km.

Die Serie des M.Ventasso ist, soweit aus Beschreibungen und eigenen Begehungen festgestellt werden konnte, in der nordwestlichen Fortsetzung des Untersuchungsgebietes nicht verbreitet. Die Ventassoserie taucht im vorliegenden Kartierungsgebiet nach NW unter eine liguridische allochthone Bedeckung hin ab.

In südöstlicher Richtung jedoch haben die Gesteine der Ventassoserie weiteste Verbreitung, wie aus Begehungen im Gebiet des M.Cusna, aus mündlichen Mitteilungen von W.BOHNE und einer Exkursion in die Gegend von Pievepèlago bekannt wurde. Aus der Umgebung von Pievepèlago beschreiben NARDI & TONGIORGI, 1962, unabhängig von der Serie der Hauptkette ("falda toscana") einen "Complesso di M.Modino", der lithologisch und altersmäßig (DALLAN, 1962) der in der vorliegenden Arbeit genannten "Serie des M.Ventasso" gleicht.

Über dem "Complesso di M.Modino" beschreiben NARDI & TON-

GIORGI die "Formazione di Pievepèlago", einen Flyschkomplex aus bunten Tonen, aschgrauen sandigen Tonen und Sandsteinen von Oligozänalter. Ob die "Mergel vom Molino del Rosto" aus der E-Ecke des Arbeitsgebietes hierher gehören, bleibt fraglich. Sonst ist dieser Komplex im bearbeiteten Gebiet nicht bekannt.- Nach einer mündlichen Mitteilung von REUTTER bauen die Gesteine der Ventassoserie den M.Cimone auf. Damit ist die Serie des M.Ventasso bereits über 40 km weit nach SE zu verfolgen.

Aus den Untersuchungen geht hervor,daß es im Nordapenninabschnitt, der die vorliegende Arbeit betrifft, (einschließlich des Sattels von Cerreto) drei parallel zueinander liegende Sedimentationsbereiche gegeben hat, die im Oligozän einen Sandstein ("Macigno") geliefert haben. Im ersten Raum, der heute näher zur Tyrrhenis hin liegt, (Serie der Hauptkette) setzt sich die toskanische, mesozoisch geprägte Scagliafazies bis ins Mi- oder O-Eozän hinein fort, während im Raum, der näher zum Außenrand hin liegt, (Serie des M. Ventasso, "Complesso di M.Modino") die Flyschfazies mindestens schon im Paläozän beginnt. Der zwischen beiden Einheiten liegende Sattel von Cerreto muß aus dem Vergleich ausgeklammert werden, da seine Unterlage nicht bekannt ist. Der erste Ablagerungsbereich ist seit altersher mit "Toskaniden II" bezeichnet worden. Der Verf. möchte analog dazu für den äußeren Ablagerungsbereich den Namen "Emilianiden" gebrauchen.

V. Die tertiären Liguriden.

Über der Serie des M.Ventasso und über der Serie der Hauptkette (im SE des Gebietes) liegt tektonisch eine schiefrige und kalkige, z.T. sandige Flyschserie, die im NW des Gebietes weiteste Verbreitung hat.

Die "tertiären Liguriden" und die "kretazischen Liguriden", eigentlich eine einzige stratigraphische Abfolge, haben ihren Ursprung südwestlich des Ablagerungsraumes der Toskaniden und sind allochthon über weite Gebiete des Nordapennin verfrachtet. Dabei haben sie jeglichen Zusammenhang verloren,

weil sie verschiedenen Bewegungsmechanismen gehorchen.

Der liegende Teil der tertiären Liguriden (die "Kalke von Groppo Vèscovo" sowie ein Teil der "Kalk-Ton-Serie") wurde von den älteren Autoren stratigraphisch in das Hangende des Macigno der Hauptkette gestellt (z.B. ZACCAGNA, 1879-1910; SACCO, 1928; LUDWIG, 1929; ANELLI, 1935 und 1938; TEICHMÜLLER, 1935; BEHRMANN, 1936), bis durch PRINCIPI, MIGLIORINI u.a. das Oligozänalter des Macigno bekannt wurde.

Andererseits sind ein Teil der "Kalk-Ton-Serie" und der "Ponte-Bràtica-Sandstein" einer riesigen ligurischen Decke zugeordnet worden (z.B. TEICHMÜLLER, 1935; BEHRMANN, 1936 u.a.), die zwischen dem Parma-Fluß bis in den NW des bearbeiteten Gebietes hinein ein Deckenfens er bilden sollte. ELTER, GIANNINI, TONGIORGI, TREVISAN, 1960 und ELTER, 1960, beschreiben drei ligurische Decken und erkennen die Verschiedenheit von "Tertiär-" und Kreide-Alberese" an. Aber dennoch werden, wie z.B. im vorliegenden Kartierungsgebiet, die meisten Alberesegesteine miteinander verwechselt. Die "tertiären Liguriden" gehören bei ihnen zur "Falda dell' alberese" (Mi-Kreide bis Eozän, Oligozän ?).

Erst durch SAMES, 1963; LOESCHKE, 1963; MARKWICH, 1963; ZANZUCCHI, 1963, u.a. sind die "tertiären Liguriden" als strenge Einheit, getrennt von den andersgearteten kretazischen Gesteinen, behandelt worden.

1. Die Kalke von Groppo Vèscovo.

Der Name "Kalke von Groppo Vèscovo" ist an Stelle der alten Bezeichnung "Tertiäralberese" von BARBIERI & ZANZUCCHI, 1963, eingeführt worden, nach einer Lokalität im Parmenser Apennin, die ca. 14 km vom nordwestlichen Gebietsrand entfernt liegt.

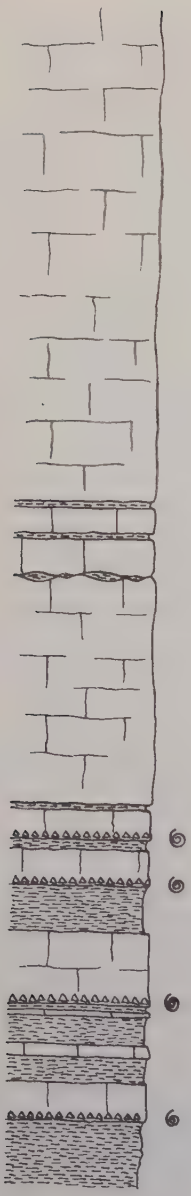
Typische Aufschlüsse im bearbeiteten Gebiet befinden sich im Enzatal von Aneta bis Montedello. Zwischen Miscoso und Valcieca hat die Enza eine fast 500 m tiefe Schlucht in die Kalke von Groppo Vèscovo geschnitten. Der Flyschcharakter der Serie hat häufig Anlaß zu Verwechslungen mit dem kretazischen Kalk-Mergel-Flysch (Typ M.Antola bzw. M.Caio) gegeben, so im vorliegenden Arbeitsgebiet durch AZZAROLI, 1950;

ELTER, 1960 u.a.

Die Kalke von Groppo Vèscovo sind größtenteils außen weiße, im Anschlag porzellanratige weiße und hellgraue Kalke mit schwarzen und bräunlichen Schiefermitteln. Das Gestein zerbricht bei der Verwitterung in Würfel und Blöcke, die rundlich anwittern, im Gegensatz zur Plattigkeit der kretazischen Kalkserie. Die Kalkbänke haben eine durchschnittliche Mächtigkeit von o,5 m. Es treten aber auch Bänke von über 5 m Dicke auf. Die Mächtigkeit der einzelnen Bänke schwankt im Meter- und Dezimeterbereich ständig, weil Unter- und Oberfläche oft gewellt sind. Im ganzen gesehen halten sie jedoch mit ihrer jeweiligen Durchschnittsmächtigkeit über große Entfernungen durch. Kieselkalke sind relativ selten, häufiger werden mergelige Bänke beobachtet. Die meisten Schichten sind gradiert und beginnen oft mit einer Kalkarenitlage oder kalkigen Sandbrekzie. Die Brekzien enthalten häufig reiche Foraminiferenfaunen, was aus der Umgebung des Kartierungsgebietes seit ANELLI, 1908, bekannt ist. Auch der Kalk selbst ist außerordentlich fossilfündig, im Gegensatz zum Kreidealberese. Die Schichtung des ganzen Komplexes ist weniger gut ausgebildet wie im kretazischen Alberese, das Gestein hat speziell in den Wänden des Enzatals ein massiges Aussehen.

Die Kalke von Groppo Vèscovo bilden im Arbeitsgebiet gewöhnlich das stratigraphisch Liegendste der tertiären Liguriden. Bei Aneta ist auch das Liegende dieser Kalke angeschnitten: Es ist die gleiche"Kalk-Ton-Serie" wie im Hangenden.- In die mächtige Kalk-Ton-Serie im Hangenden der Groppo-Vèscovo-Kalke sind mehrere dünne Vorkommen der gleichen Kalke eingelagert. Sie verzahnen sich mit der Kalk-Ton-Serie, d.h. sie nehmen lateral immer mehr Tonschiefer auf, bis sie nur noch als einzelne Kalkbänke innerhalb der Kalk-Ton-Serie vorliegen.

Diese beiden Beobachtungen lassen den Schluß zu, daß die Kalke von Groppo Vèscovo innerhalb der Kalk-Ton-Serie in deren unteren Niveaus mehr oder weniger lokal und linsenförmig sedimentiert wurden. Die liegendste und mächtigste Abfolge



Übergang
aus der Kalk-Ton-Serie
in den
Kalk von Groppo Vèscovo

(Straßenaufschluß
oberhalb von Aneta)

Abb. 8

der Kalke kann über 250 m mächtig werden. Eine noch größere Mächtigkeit wird im oberen Enzatal durch einen liegenden SE-vergenten Sattel vorgetäuscht. Das obere geringmächtigere, in die weiten Flächen der Kalk-Ton-Serie eingelagerte Niveau (in der Umgebung von Succiso) kann am M.Fugacciaro und S Passo della Scalucchia zwischen 20 und 50 m mächtig werden. Ob es sich in der Umgebung von Ramiseto um das gleiche Kalkniveau wie bei Succiso handelt oder etwa um die untere mächtigere Abfolge der Groppo-Vèscovo-Kalke, konnte nicht entschieden werden, da sich Aussehen und Fossilinhalt im unteren und oberen Niveau vollkommen gleichen.

Fossildünnschliffe haben immer wieder resedimentierte und zerbrochene Faunen geliefert, die eine riesige Anzahl von Individuen zeigen, aber relativ artenarm sind:

Schliff 246 (SE Bora) enthält viele stark zerbrochene Globigerinen; typische Globorotalien oder Truncorotalien fehlen.

Schliff 239 (vom M.Ischia) zeigt Truncorotalia velascoensis, Truncorotalia sp., grobperforierte Globigerinen. Der Schliff weist auf Paläozän- bis Eozänalter.

Schliff 197 (von der Umgehungsstraße bei Cervarezza) zeigt außer einer reichen Globigerinenfauna, Globorotalien (Acarinina sp.), die eindeutig Eozän anzeigen.

Schliff 96 (stammt aus Kalkkörpern S Storlo, die in der Kalk-Ton-Serie schwimmen und höchstwahrscheinlich abgerissene Teile aus dem Groppo Vèscovo-Kalk sind) enthält eine Brekzie mit Truncorotalia sp. Typ aragonensis oder acuta. Es kommt Paläozän bis tieferes Eozän in Frage.

Das Alter kann einheitlich mit LOESCHKE, 1963, und MARKWICH, 1963, mit Paläozän bis unteres Eozän angegeben werden.

Stratigraphische Kontakte der mächtigen liegenden Kalkserie im Enzatal in die Kalk-Ton-Serie sind meist tektonisch überprägt, aber im NW von Pieve S.Vincenzo, bei Miscoso und S Ramiseto noch erhalten.

2. Die Kalk-Ton-Serie.

Bereits LUDWIG, 1929, spricht in seiner Arbeit über Bobbio von einem "Kalk-Ton-Horizont" unter einem "Foraminiferenmergel". Es ist das gleiche Gestein, das im Parmenser Apennin BARBIERI & ZANZUCCHI, 1963, als "formazione argillosa-calcarea di Canètolo" bezeichneten. In der vorliegenden Arbeit wird der älteren Bezeichnung aus anschaulichen Gründen der Vorzug gegeben.

Die Kalk-Ton-Serie bedeckt etwa 30 km^2 des Kartierungsgebietes und bildet sanfte, größtenteils bewachsene Wiesenhänge. Sie ließ sich deshalb von den ähnlich aussehenden Ponte-Bìola-Schiefern nur recht ungenau abgrenzen. Wichtige Unterscheidungsmerkmale zu den Ponte-Bìola-Schiefern waren a) die meist helleren und mergeligeren Kalke mit häufigen Fossilbrekzien, b) die geringere synsedimentäre Brekzienbildung innerhalb der Schieferschichten, c) geringerer Quarzanteil der Kalke, d) dunklere Farben der Tone, e) seltenes Auftreten von Farbflecken, z.B. fast nie rot und grün, sondern gleichmäßigere Tönung, und als äußeres Kennzeichen f) die relativ geringere Neigung zu Hangrutschungen.

Die einzelnen Bänke sehen meist wie die Schichten der Kalke von Groppo Vèscovo aus, so daß man die ganze Serie auch als "Tertiäralberese, in dem etwa 60 % der Kalkbänke durch Ton- und Mergelanteil ersetzt sind," definieren könnte. Der überwiegende Tongehalt der Kalk-Ton-Serie hat auf die tektonische Beanspruchung anders reagiert als die relativ starren Massen der Kalke von Groppo Vèscovo. Aus diesem Grund sind viele Kontakte zu den Kalken und zum Sandstein von Ponte Brà-tica überprägt. Die Schiefer haben sich (analog zu den Ponte-Bìola-Schiefern im Liegenden der Ventasso-Serie) häufig als Diapir verhalten. In der Stirnfalte des Macigno der Hauptkette am M.Casarola ist z.B. zu beobachten, wie die Kalk-Ton-Serie auf Dehnungsstörungen diapirartig ausgequetscht wurde. Bei Ramiseto und Lùgolo ist die ursprüngliche Mächtigkeit der Kalk-Ton-Serie zwischen Groppo-Vèscovo-Kalk und Ponte-Brà-tica-Sandstein extrem ausgedünnt worden, so daß oft nur noch ein schmales Schieferband existiert, das tektonisch sogar ganz auskeilen kann.

Die Mächtigkeit der Serie läßt sich dadurch schwer abschätzen. MARKWICH, 1963, rechnet mit 250 m und schließt dabei noch die Kalke von Groppo Vèscovo ein. Verschiedene Messungen schwanken ungefähr zwischen 150 m bis weit über 300 m. Stellt man die gewaltige Ausdünnung der Kalk-Ton-Serie in Rechnung, scheint eine Gesamtmächtigkeit von ungefähr 350 bis 400 m eher zuzutreffen.

Die Mikrofaunen in der Kalk-Ton-Serie sind, wie schon beim Kalk von Groppo Vèscovo beschrieben, äußerst individuenreich, aber artenarm, zudem häufig zerbrochen.

Schliff 102 (stammt aus dem Übergang von Groppo-Vèscovo-Kalk in Kalk-Ton-Serie am Straßenaufschluß bei Lùgolo): Truncorotalia aragonensis ?, Acarinina sp.

Schliff 106 (aus dem Rio Scuro, SW Succiso) zeigt kleine Truncorotalien, Lithotamnien, Discocyclinenbruchstücke.

Die Faunen sind nicht jünger als mittleres Mi-Eozän. Das paßt gut über die Schliffe aus den Kalken von Groppo Vèscovo.

In nordwestlichen Anschlußgebieten (LOESCHKE, MARKWICH) tritt in der Kalk-Ton-Serie der sogenannte Petrignacola-Sandstein I auf. Er konnte im NW-Teil des Geländes nicht beobachtet werden. Im Rio di Cavursella (SE-Ecke des Gebietes), der die Schuttmassen des M.Ischia fortführt, sind jedoch einige Lesesteine eines auffällig grünen Sandsteins gesammelt worden, der in dieser Ausbildung im Macigno der Hauptkette nirgends vorkommt. Sie geben zumindest einen Hinweis auf das Vorhandensein grüner Sandsteine in der Kalk-Ton-Serie des bearbeiteten Gebietes.

3. Der Olistholith bei Camporella.

An der Straße von Ramiseto nach Succiso, oberhalb von Camporella, steht ein Gestein an, das sich außer mit einem Olistholith bei Marmoreto mit keiner anderen Serie des Gebietes vergleichen läßt. Dem Verfasser sind Vorkommen

solcher Gesteine von Begehungen im Cedratal bekannt. Sie liegen dort ebenso wie bei Camporella in Kalk-Ton-Serie eingebettet.

Der Aufschluß ist 5oo m lang und maximal 2oo m breit, an den Enden verschmälert er sich linsenförmig. Das Gestein zeigt enge Wechsellagerung von dichten 2 bis 5 cm dicken Kalken und Kalksandsteinen sowie ebenso dicken sandigen Mergeln oder sandigen Tonen. Der überwiegende Teil aller Schichten ist intensiv rot gefärbt. Eingestreut sind grünlich-gelbliche und graue Flecken. Die Bänke sind kaum gradiert. Mehrere angefertigte Dünnschliffe waren fossilleer.

LOESCHKE, 1963, und MARKWICH, 1963, beschreiben aus den sich im NW anschließenden Gebieten die gleichen Gesteine. SAMES, 1963, prägte für sie den Namen "Ostia-Sandstein", nach einer Ortschaft zwischen Borgotaro und Berceto/Parma. Der Ostia-Sandstein ersetzt lateral im NE Liguriens kontinuerlich die Buntschieferserie und wird von SAMES durch Funde von Rotalipora cf. appenninica RENZ ins Cenoman gestellt.

Die geringe Entfernung des Aufschlusses bei Camporella zum Alberese vom M.Ferrarino (Typ M.Cassio) läßt an einen Normalkontakt zwischen beiden denken. Das Liegende des nahen Ferrarino-Albereses ist jedoch völlig anders ausgebildet, wie aus einer Reihe von Aufschlüssen bei Nigone und Frassinédolo hervorgeht. Ebenso ist das normale Liegende der Kreidealbereseaufschlüsse bekannt, die zum Typ des Alberes von M.Caio gehören. Auch hier bieten sich keine direkten Parallelen an.

Da das fragliche Gestein stratigraphisch nicht unter die oberkretazischen Alberesegesteine zu stellen ist, bietet sich zur Deutung die Herkunft als Olitholith als wahrscheinlichste Lösung an. LOESCHKE, 1963, und MARKWICH, 1963, erklären die Stellung der Ostia-Sandsteine in der Kalk-Ton-Serie in gleicher Weise.

4. Der Ponte-Brâtica-Sandstein.

Auf der Karte von SACCO, 1891-92 und 1922-23, wurden die Ponte-Brâtica-Sandsteine des Gebietes mit dem Eozän-Alberese zusammengeworfen. Die Dünnbankigkeit und die gelegentlich auftretenden Kalksandsteinbänke waren für SACCO ein willkommener Hinweis für den lateralen Übergang von Tertiäralberese in den Macigno (der Hauptkette und des M.Ventasso gleichermaßen). Die "lenti di arenaria a facies di macigno con conglomerati" von ANELLI, 1908, beziehen sich auf den Ponte-Brâtica-Sandstein und dessen höhere Schichtglieder. Er stellt sie bereits ins Tertiär (U-Barton).

AZZAROLI, 1950, kartierte diese Sandsteine meist nicht aus und führt sie auf der Karte innerhalb einer "Argille-scagliose-Formation" von Kreide- und Eozänalter. Andererseits erwähnt er aber aus dem Enzatal "exotische Aufschlüsse" von dichtgebankten dunkelgrauen Sandsteinen, die er als abgescherten obersten toskanischen Macigno deutet. ELTER, GIANNINI, TONGIORGI, TREVISAN, 1960, und ELTER, 1960, konstruierten drei ligurische Decken. Die fraglichen Sandsteine stecken in der "Alberesedecke" (Mi-Kreide bis Eozän, evtl. Oligozän).

Durch BARBIERI & ZANZUCCHI, 1963, erhielt der Sandstein seinen Namen nach dem Ponte Brâtica, der Typlokalität, etwa 5 km S Corniglio/Parma. Die Sandsteine sind aus vielen Vorkommen aus der Provinz Parma bekannt (LOESCHKE, MARKWICH), und sie ziehen sich als häufige Begleiter im Hangenden der Kalk-Ton-Serie in das vom Verf. kartierte Gebiet hinein. Deutliche Übergänge kann man etwa 1300 m W des M.Campastrino und zwischen Pieve S.Vincenzo und Cècciola im Enzatal studieren.

Es handelt sich um eine Flyschserie, in der äußerst feinkörnige glimmerige Sandsteinbänke von 10 bis 20 cm Dicke, mit sandigen, sehr selten mergeligen, meist weniger als 5 cm mächtigen Tonschiefern abwechseln. Die einzelnen Bänke zeigen manchmal eine charakteristische Wellung im oberen Teil. Die Unterseiten sind mit den im Flysch zu erwartenden

Sedimentstrukturen häufig übersät. Es finden sich Spurenfossilien des Flysch wie in den bereits beschriebenen Flyschsandsteinen der übrigen Einheiten. Die Weidespur Paläodictyon sp. (bei ANELLI: Palaeodictyon majus) tritt häufiger als in den anderen Sandsteinen auf.

Die Farbe der ganzen Serie im frischen Zustand ist grünlichgrau bis schwärzlich. Zwischen Valbona und Succiso in tiefgründig verwitterten Aufschlüssen wechselt die Färbung in braun und rostbraun. Selten sind o,5 m mächtige Banke eingestreut, die wegen der gröberen Grauwackenschüttung große Ähnlichkeit haben mit Sandsteinbänken des M.Ventasso und mit dünnbankigen Macignoschichten aus der Hauptkette. Der

Schliff 76 mit Quarz, Muskowit, Biotit, Calcit, Erz, Plagioklas, Kalksteinbröckchen und sehr wenig Chlorit

repräsentiert die Zusammensetzung des Ponte-Brätica-Sandsteins. Manchmal ist dünnschaliger und dickschaliger perforierter, nicht mehr zu bestimmender Fossilschutt eingelagert. Direkt von der Grenze zwischen Kalk-Ton-Serie und Ponte-Brätica-Sandstein hat Schliff 1o6 eine umgelagerte arme Fauna geliefert, die nicht jünger als mittleres Mi-Eozän ist.

Im Hangenden der Ponte-Brätica-Sandsteine werden die zwischengelagerten Tonschichten um einige cm und dcm mächtiger, und die härteren Bänke sind nunmehr hauptsächlich helle kieselige Kalke, Kalksandsteine und Kalkarenite. Bisweilen sind noch Sandsteinbänke des gleichen Typs wie unten eingelagert. Im linken Ufer des Fosso della Pianaccia sowie zwischen M.Campastrino und Prataccio enthält das Profil eingelagerte rote Schieferbänder.

Diese schiefrig-kalkige Zone ist nur in dem Waldgebiet zwischen M.Volparino und M.Campastrino aufgeschlossen und bildet den Übergang in den Sandstein des M.Campastrino. Sie wurde nicht vom Ponte-Brätica-Sandstein abgetrennt (wie z.B. als sogenannte Ponte-Vestana-Serie bei LOESCHKE und MARKWICH), weil sie sich wegen ihrer geringen Mächtigkeit und des gleichen Schüttungsrhythmus wie im Liegenden,

noch dazu mit eingestreuten gleichartigen Sandsteinen wie dort, zu wenig vom Ponte-Bràtica-Sandstein abhebt. Erst mit dem Sandstein vom M.Campastrino ändert sich der Sedimentationscharakter entscheidend.

LOESCHKE und MARKWICH geben für das Alter der Ponte-Vestna-Serie auf Grund von Faunen Mi- bis O-Eozän an. Aus dem gleichen Gestein beschreiben sie außerdem kaum umgelagerte reine Oberkreidefaunen, wie sie in der Buntschieferserie vorkommen. Im vorliegenden Gebiet sind ähnliche Faunen aus entsprechenden Niveaus des Ponte-Bràtica-Sandsteins gefunden worden:

Schliff 2o5 enthält massenhaft Globotruncanen vom lapparenti-Typ, in umgelagerten Brocken; außerdem eine reiche nicht pelagische Fauna von Rotaliiden.

Resedimentation zeigen nicht nur die Kalkarenite und ihre Faunen an, sondern auch eine auffällige bunte Sandsteinbank, die wenige Meter unter der Monte-Campastrino-Serie liegt. Die Bank weist zwei deutliche Niveaus auf: ein unteres, 3 bis 4,5 m mächtig, in dem alle Korngrößen von mikroskopisch fein bis Haselnußgröße gemischt vorkommen und ein oberes etwa 3 m mächtiges Niveau, in dem die gröbsten Körner nur 1 bis 2 mm im Durchmesser haben und bis in den hangendsten Schichtteil langsam feiner werden, bis zu Mittel- und Feinsandgröße. Die Körner der bunten Sandsteinbank sind meist eckig bis schwach gerundet, selten gut gerundet. Im frischen Zustand ist der kalkig kieselige Zement grau und nimmt in der Verwitterungsrinde einen leichten Grünstich an. Das Gestein ist außerordentlich zähe. Folgende Gesteins- und Mineralkörner konnten (in der Reihenfolge ihrer Häufigkeit) unterschieden werden:

Dunkelgraue eckige Quarze,
hellgraue eckige Quarze,
weiße, z.T. rosafarbene eckige Feldspäte, teilweise zonar,

gelblichbraune gerundete Kieselkalke,
gelbe, schwachgerundete Kieselkalke,
schwarze bis dunkelviolette schwachgerundete Hornsteine,

hellgelbe schwachgerundete mergelige Kalke,
grüne schwachgerundete Hornsteine,
rötliche schwachgerundete Hornsteine,
eckige Milchquarze,
eckige Biotitklümpchen.

Im Fosso del Mannarosso, am Kartenrand, tritt als Liegendes des Monte-Campastrino-Sandsteins eine ähnliche Brekzie auf:

Schliff 247 enthält zonare völlig idiomorphe Plagioklase, die aus einer Porphyrbrekzie stammen könnten; Quarz; in Chlorit umgewandelte Mafiten; Quarzite und Gneiseinschlüsse, dichte Kalksteinbröckchen mit dünnwandigem, unbestimmbaren Fossilschutt.

Die zahlreichen kieseligen Gesteinsbrocken aus der groben Sandsteinbank lassen an Gesteine der Jura-Kreidegrenze als Sedimentlieferanten denken. Weiterhin kommen kristalline Gesteine von saurer Zusammensetzung in Betracht. In den Proben tritt die große Zahl von fast nicht gerundeten Feldspäten immer wieder hervor.

Die Mächtigkeit des Ponte-Brâtica-Sandsteins einschließlich der Übergangszone in den Sandstein vom M.Campastrino kann nur schwer abgeschätzt werden. Teils ist der Ponte-Brâtica-Sandstein stark verfaltet, meist in Zickzackfalten, teils ist das korrekte Einfallen nicht feststellbar, weil die Serie häufig dazu neigt, an der Kalk-Ton-Serie als Hangrutsch abzugleiten, wodurch der Schichtverband vollkommen zerrissen wird (z.B. ist das Dorf Poviglio in den 5oer Jahren durch eine solche Erscheinung vollständig zerstört worden). N Succiso ist das Dach des Ponte-Brâtica-Sandsteins durch den Kreidealberese abgeschnitten. Es muß mit etwa 2oo bis 22o m Mächtigkeit einschließlich der hangenden kalkig-Schieferigen Wechsellagerung gerechnet werden.

5. Der Sandstein vom M.Campastrino und seine Mergel.

Fährt man auf der Staatsstraße Nr.63 von N in das Arbeitsgebiet hinein, fällt einem als erste steile Anhöhe ober-

halb von Cervarezza sofort der M.Campastrino auf. Seine Sandsteine stehen schon an der Umgehungsstraße von Cervarezza an, sowie in einem Steinbruch am Ortsrand.

Sie unterscheiden sich von allen im Gebiet vorkommenden Gesteinen durch ihre auffällig grüne Färbung. Als weiteres häufiges Merkmal kommt ein Tupfenmuster von graubraunen, nicht deutlich abgegrenzten etwa o,5 cm großen Flecken hinzu, die dem Gestein eine der Haut verschiedener Frosch- bzw. Krötenarten annähernd ähnliche Zeichnung verleihen. Die Musterung zieht sich ohne Veränderung vertikal durch die ganze Schicht. Auch im frischen Zustand sind die Flekken vorhanden, treten jedoch weniger deutlich hervor, weil die durch Verwitterung grüne Grundsubstanz im frischen Anschlag nur eine schwachgrüne bis graue Tönung aufweist. Die verschiedenen Farbtöne haben sich unter dem Mikroskop als Chloritmineralien ansprechen lassen.

Die Sandsteinserie am M.Campastrino zeigt eine deutliche Gliederung. Im Liegenden tritt über einer 5 bis 1o m mächtigen Sandsteinzone mit 2o bis 5o cm dicken graugrünlichen Bänken eine 5,5o bis 7 m mächtige Wechsellagerung von graugrünen Sandsteinen, Kalksandsteinen, zähen Kalkareniten und Mergeln auf. Mächtigkeit der härteren Bänke (durchschnittlich 1o cm) und häufige Kalkarenite erinnern noch an das höhere Niveau des Ponte-Brâtica-Sandsteins. Darüber liegt eine 25 m mächtige Zone aus schwarzen bis grauen tonigen Schiefern. Selten eingelagerte dunkle Kalke oder Kalksandsteinbänke erreichen kaum Fingerdicke und sind zerschert.

Über den Tonen folgt im Profil an der S-Wand des M.Campastrino der eigentliche "Sandstein vom Typ M.Campastrino" mit den oben beschriebenen grünen und graubraunen Flecken. Er setzt sich gewöhnlich aus einem mittel- bis feinsandigen Material zusammen. Eingelagerte Tonschieferfetzen, wie sie in den "Macigno"-Sandsteinen der Hauptkette, der M.Ventassoserie und des Sattels von Cerreto so häufig beobachtet wurden, kommen hier nicht vor. Die Bänke sind selten dünner als 2 m, sie schwanken meist zwischen 4 und 6 m

Mächtigkeit. Sie sind am M.Campastrino nur unzureichend gradiert. Das Liegende der Schichten ließ sich am M.Campastrino selbst meist nur durch relativ selten eingelagerte gröbere Körner erkennen. Echte Konglomeratbänke sind im Liegenden des Profils nicht beobachtet worden. Lamination tritt selten auf. Die Schichtunterseiten zeigen nur selten und schlecht erhaltene flute casts. Load casts wurden nicht beobachtet. Der Sandstein vom M.Campastrino zeigt nicht nur makroskopische Unterschiede zu den bereits beschriebenen "Macigno"-Sandsteinen. Der Unterschied wird im Dünnschliff noch unterstrichen.

Schliffe 190, 194, und 198 enthalten stark zersetzte Feldspäte (Plagioklas und Orthoklas), häufig idiomorph; viel Chlorit; grüne, meist zersetzte Hornblende; Quarz; Orthopyroxen; teils unzersetzten Klinopyroxen mit Rinde von Titanaugit, teils innen schon chloritisiert, so daß nur noch das Skelett steht; Foraminiferenschutt; Calcit; Erz.

In höheren Teilen des Profils an der S-Wand des M.Campastrino ist der Sandstein gut gradiert, und er verliert sein Fleckenmuster. Weiterhin schalten sich Konglomeratbänke ein. Die im unteren Teil des Profils oft kaum 5 cm Dicke erreichende dunkelgraue bis schwarze Pelitschüttung aus sandigem bis mergeligem Ton schwillt nun auf Meterdicke an, wird mergeliger und ist heller gefärbt: hellgrau, grünlich, gelblich. Die Mergelschüttung geht gradiert aus den Konglomerat- bzw. Sandsteinbänken hervor. Weiter im Hangenden werden die Mergel mächtiger (kurz unter dem Gipfel des M.Campastrino bis 25 m), während zwischengeschaltete Konglomerate und Sandsteine ihre übliche Dicke von wenigen Metern beibehalten.

Eine auffällige Erscheinung innerhalb der Mergel sind nuß- bis faustgroße Gerölle, die "puddingoid" eingestreut sind. Diese Schüttung erinnert sehr an die obersten Konglomeratserien des Sattels von Cerreto, ist jedoch im Farbton gänzlich verschieden. Die Dünnschliffbestimmungen haben eine

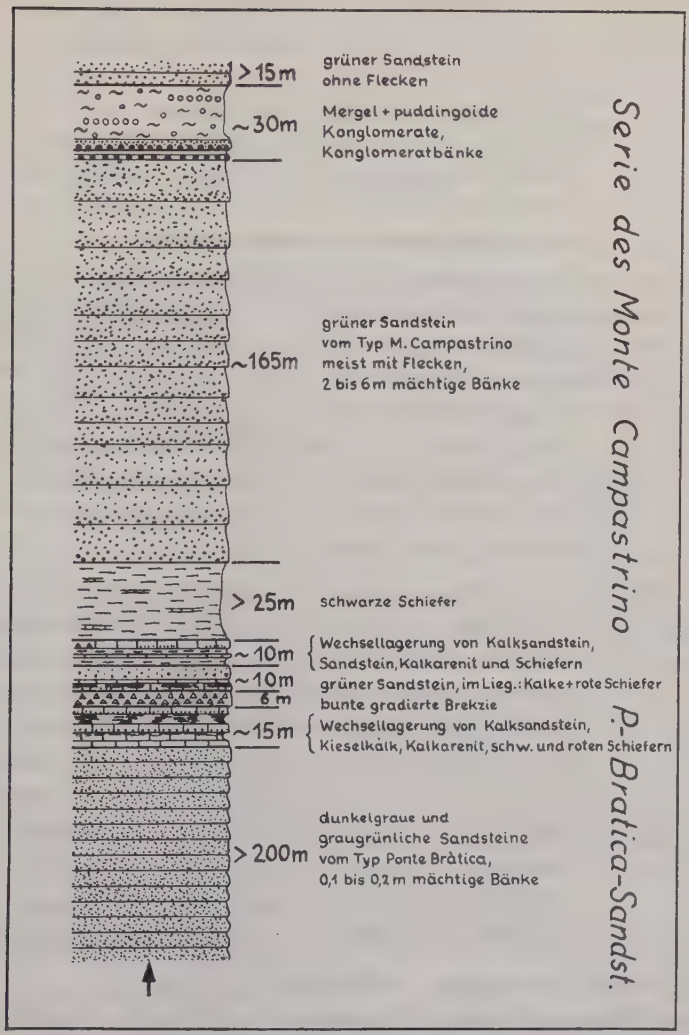


Abb 9: Schematisierte Schichtsäule der Serie des M.Campastrino mit sedimentärem Kontakt zum Liegenden (Ponte-Bràtica-Sandstein).

sehr heterogene Zusammensetzung des Materials ergeben:

Schliffe 25o und 281 i bestehen aus einer Grundmasse von Quarz, Chlorit und Erz. Sie enthält Einsprenglinge von stark zonierten Plagioklasen sowie Chlorit, der durchsetzt ist von winzigen Titanitkörperchen. Die Umrisse deuten auf ehemalige Hornblende hin.- Das Gestein ist als Dioritporphyrit anzusprechen.

Schliffe 281 a, 281 e_1 und 281 e_2 enthalten in der gleichen Grundmasse schon zonargebaute, zersetzte Plagioklase; teils sind die Plagioklase schriftgranitisch mit Chlorit verwachsen; große in Calcit zersetzte Pyroxeneinsprenglinge mit viel Erz; wenig basische Hornblende; große Apatite. Diese Schliffe zeigen noch mehr Mafiten.- Es handelt sich eher um basischen Dioritporphyrit bis Gabbroporphyrit.

Schliff 281 b zeigt Granat; viel Erz, z.T. als Leukoxen vorliegend; teils wenig zersetzten (Klino-) pyroxen, randlich Titanit, teils chloritisierten Pyroxen; Apatit; Plagioklas; grüne Hornblende; etwas Serpentin. Das Gestein ist lagig struiert.- Es ist ein Ultrabasit, der evtl. in die Harzburgitfamilie gehört.

Schliff 281 d ist eine mit Quarz verheilte Brekzie aus frischem Olivin; frischem Augit mit Zwillingslamellen; Kalksteinbröckchen mit unbestimmbaren Fossilien; Hornblende; Glimmer.

Die Olivin- und Pyroxenanteile der Brekzie passen gut in die übrigen Ultrabasitfunde, die durch Schliff 281 b repräsentiert werden.

Schliffe 281 g und 281 h enthalten in lagiger Anordnung Quarz, Plagioklas, Biotit, viel Epidot, sehr große und viele, z.T. zonargebaute Orthite (Epidotrinde), Apatit, Muskowit. Schliff 281 h zeigt außerdem einige Mikroklinkristalle.- Das Gestein läßt sich als Epidotglimmerschiefer ansprechen.

Die Gerölle der Mergellagen im Hangenden des Profils passen also gut in die allgemeine Materialzusammensetzung der Sandsteine. In beiden tritt der überwiegende Feldspatanteil mit vielen mehr oder weniger stark zersetzten Mafiten deutlich hervor. Es sind im Nordapennin bisher keine Liefergebiete für Dioritporphyrite bzw. Gabbroporphyrite, ultrabasische Gesteine und Glimmerschiefer bekannt geworden.

Die Mergel vom M.Campastrino sind das jüngste Schichtglied der tertiären Liguriden im Gebiet. Von N legen sich allochthon kretazische Schiefer und eine Albereseart darüber.

Bei mehreren Mächtigkeitsberechnungen hat sich von der Untergrenze zum Ponte-Brâtica-Sandstein bis zur Überschiebungsgrenze der Kreide im Hangenden für die ganze Serie am M.Campastrino 230 m Mächtigkeit ergeben.

Altersmäßig ließ sich die Serie am M.Campastrino nur ungenau einordnen. Eine große Anzahl von Schlämmproben und Dünnschliffen blieben fossilleer. Gelegentlich fanden sich kümmerliche Faunen, wie sie z.B. auch im oberkretazischen Alberese auftreten, z.B. aus einem dichten Kalk im Torrento Rumoroso:

Schliff 203 mit dünnschaligen feinperforierten Globigerinen, Heterohelix sp.

Schliff 145 könnte mit massenhaft auftretenden Globigerinen ein Hinweis auf Tertiär sein.

Aus dem Fosso del Mannarosso hat ein Kalk, der aus dem liegendsten Niveau der ganzen Abfolge stammt, im

Schliff 252 (b) viele Exemplare von Truncorotalia sp. geliefert, die zumindest auf mittleres Paläozän deuten.

Die Serie des Sandsteins vom M.Campastrino muß jedoch jünger sein, da sie stratigraphisch aus dem Ponte-Bràtica-Sandstein hervorgeht. Der Campastrino-Sandstein ist petrographisch mit dem "Petrignàcola-Sandstein III" von LOESCHKE und MARKWICH zu vergleichen. Sie stellen ihn in die sogenannte Ponte-Vestana-Serie, für die höheres Eozän angegeben wird. SACCO stellt den Sandstein vom M.Campastrino ohne weiteren Hinweis zum "Macigno", der bei ihm noch Eozänalter hat. AZZAROLI, 195o, schreibt: "Eine erste Heraushebung ist vielleicht im Miozän lokalisierbar; das dadurch entstehende erodierte Material ist durch tonige und sandige Sedimente repräsentiert, die weite Gebiete der Argille scagliose auf der adriatischen Seite bedecken. Ein erster sandiger Aufschluß befindet sich unmittelbar nördlich des M.Ventasso und bildet die Höhe des M.Campastrino; die sehr grobe Ablagerung zeigt Molassefazies mit dicken Bänken, mit unscharfen Grenzen, ohne feinere Zwischenlagen. Sein Nährgebiet ist mithin in der Nähe zu suchen und könnte die Hauptkette .... bilden".

Die Untersuchungen des Verf. zeigen dagegen, daß es sich keinesfalls um resedimentiertes Material irgend einer bekannten "Macigno"-Art handeln kann. Auch keines der anderen Gesteine der Hauptkette und ihrer Umgebung kommt in Betracht. Grüne Sandsteine von der Art des ungefleckten Sandsteins am M.Campastrino sind in den Nachbargebieten als Petrignàcola-Sandstein I und II bereits an der Paläozän-Eozängrenze und im Mi-Eozän eingelagert. Der Sandstein vom M.Campastrino bildet, wenn auch mit gewaltig übersteigerter Mächtigkeit, nur eine fazielle Fortsetzung dieser älteren grünen Sandsteine. Er ist damit ganz eng mit dem ligurischen tertiären Flyschtrog verflochten. Und in der Tat besitzt er noch genügend Merkmale, die ihm unschwer als Flyschgestein erkennen lassen. Es ist ja nicht zu erwarten, daß in jeder einzelnen Bank sämtliche Flyschmerkmale auftreten.

Schon die Erwähnung der "unscharfen Grenzen" der Bänke in der Beschreibung bei AZZAROLI weist auf die deutliche Gradierung im oberen Profilteil hin. Fluvioterrestrische oder

Seichtwasserbildungen gibt es nicht, erst recht keine Landpflanzen oder bituminösen Ablagerungen. Grobe Kreuzschichtung und symmetrische Rippelmarken treten nicht auf. Die psephitische und psammitische Schüttung ist über weite Entfernung ausgezeichnet homogen und kann in dieser Art am besten durch Suspensionsströmungen erklärt werden, wie sie vor allem für Flyschsedimentation typisch sind.

VI. Die kretazischen Liguriden.

Im Untersuchungsgebiet zur vorliegenden Arbeit werden die Serie der Hauptkette, der Sattel von Cerreto und die tertiären Liguriden allochthon von einer recht heterogenen Gesteinsserie bedeckt, die hier als "kretazische Liguriden" bezeichnet wurde. Diese Gesteine repräsentieren einen Teil der "Ophiolithdecke" oder "ligurischen Decke" der älteren Autoren. Die Vermehrung der Kenntnisse über die kretazischen Liguriden hat zum Verständnis des Schieferapennins am meisten beigetragen.

Von DE STEFANI und ZACCAGNA wurden die Gesteine der kretazischen Liguriden noch ins Eozän gestellt, auch den Ophiolithen gaben sie ein eozänes Alter. Bereits vor 1894 führte SACCO die Bezeichnung "piano Liguriano" ein für schiefrige und kalkige Gesteine samt Ophiolithen und hielt sie auf Grund von Ammoniten am Passo dell'Ospedalaccio und Inoceramenfunden bei Selvanizza (Lokalitäten im Untersuchungsgebiet) für kretazisch. SACCO stellte sie jedoch noch als autochthon neben die schon bekannte Scaglia rossa.

Nachdem STEINMANN, 1907, eine bis zum Rand der Poebene reichende Ophiolithdecke eingeführt hatte, konzentrierten sich die Forschungen zunächst auf Detailuntersuchungen, die die Theorie von STEINMANN festigen halfen (u.a. LUDWIG, 1929; TEICHMÜLLER, 1935, und BEHRMANN, 1936, mit Beobachtungen aus dem vorliegenden Arbeitsgebiet; ANELLI, 1935, mit Inoceramen bei Cervarezza).

Die toskanische Schule (PRINCIPI, LIPPARINI, MIGLIORINI) fand in den 3oer und 4oer Jahren das Oligozänalter für den Macigno, so daß der "Tertiäralberese" seine autochthone Stellung verlor. Es wurden von ELTER, GIANNINI, TONGIORGI und TREVISAN drei ligurische Decken konstruiert (eine "Alberesedecke", eine "Ophiolithdecke" und eine "Decke des Helminthoideenflysches"). Durch die Arbeiten von LANTEAUME, FALLOT, CONTI, 1958, und M.RICHTER, 1959, 196o, 1961, konnten Schichtprofile aufgestellt werden, die weitgehende Übereinstimmung zwischen Flyschgebieten der Seealpen und des Nordapennin ergaben. Seitdem REUTTER, 196o, 1961; SAMES, 196o, 1963 u.a. ein ligurisches Normalprofil geschaffen hatten, welches in Richtung auf die Toskana und auch zur Emilia hin die verschiedensten faziellen Abweichungen zeigt, hat die bis dahin zeitlich kaum fixierte "Argille scagliose" in der Unterkreide einen festen Platz gefunden. Viele "Argille scagliose"- Vorkommen im Nordapennin mußten revidiert werden. Dadurch wird der Großdeckenbau von STEINMANN (und noch bei ELTER, 196o) weitgehend modifiziert und gemäßigt.

1. Die Granite.

Im Enzatal am Wege von Lùgolo nach Poviglio und östlich von Castagneto stehen im ganzen sechs winzige Granitklötze an, die als Klippen auf den Gesteinen der tertiären Liguriden schwimmen. Sie zeigen keinerlei magmatischen Kontakt mit ihnen und sind stark brekziiert. Granitbrekzien und -blöcke in der sogenannten polygenen Brekzie S Fòrnolo beweisen die gemeinsame tektonische Herkunft mit dem Kreidealberese vom Typ M.Caio.

Die Dünnschliffe haben folgende Resultate erbracht:

Schliff 1o3 stammt von Lùgolo - Poviglio. Vorherrschend ist stark undulös auslöschender Quarz. Dann: Orthoklas, Plagioklas, Chlorit. Das Gestein ist stark zerbrochen und verwittert.

Schliff 1o4 von der gleichen Lokalität wie 1o3. Quarz, Orthoklas, oft xenomorpher Plagioklas, aus Biotit hervorgegangener Chlorit, mit Erz orientiert verwachsen.

Schliff 118 (bei Castagneto) ist ein sehr quarzreiches, granitähnliches Gestein mit etwas porphyrischer Struktur; die Kataklase hat das ganze Gestein zerbrochen. Der Quarz zeigt verschwommene Dihexaederformen (erinnert an Einsprenglinge); Reliktplagioklas, der Kern ist serizitisiert (Klinozoisit ?), was auf größeren Anorthitgehalt deutet, der Rand liegt als Albit vor; Chlorit.

Infolge der starken Kataklase und Verwitterung können keine genaueren petrographischen Angaben gemacht werden.

Ähnliche saure Gesteine kommen in kleinen Vorkommen im Nordapennin häufig vor, immer in Verbindung mit der "Ophiolithformation", d.h. den Liguriden. Interessant ist das Vorkommen von Granitblöcken in der polygenen Brekzie bei Fòrnolo. Vergleichbare Brekzien unter dem Kreidealberese sind z.B. auch von REUTTER, SAMES u.a. beschrieben worden. Es ist möglich, daß die Granite als Schollen in den Ablagerungsraum des Alberese hineingerutscht sind, über denen dann der Alberese stratigraphische Kontakte schuf, wie z.B. auch am Granit von Rombecco, SAMES, 1963.

Es fragt sich, wie alt die Granite nun wirklich sind. LOTTI und SACCO hielten die Granite für lokal saure Abscheidungsprodukte des allgemein basischen Ausgangsmaterials der Ophiolithe. MERLA, 1933, und BONATTI, 1933, erkannten, daß die Granite nicht in primärer Stellung sitzen und deuteten sie als abgerissene Schollen vom variskischen Untergrund. EBERHARDT, FERRARA und TONGIORGI, 1963, stellten für ähnliche Granite (z.B. von Rombecco am Cisapaß)mit Hilfe der Rb/Sr- und K/Ar-Methoden zur radioaktiven Altersbestimmung ein Alter fest, das als herzynisch bezeichnet werden kann.

2. Die polygene Brekzie.

Mit den kretazischen ligurischen Gesteinen vergesellschaftete polygene Brekzien kommen im Arbeitsgebiet an der Untergrenze des Kreidealberese (z.B. bei Fòrnolo), d.h. also in engster Nachbarschaft zu den Granitvorkommen, sowie an der Untergrenze der Buntschieferserie von Cerreto vor. Weiterhin sind polygene Brekzien im NE des Sattels von Cerreto auf der Serie des M.Ventasso (Ponte-Bidla-Schiefer) in klippenförmiger Stellung gefunden worden.

Das heutige Erscheinungsbild der Brekzien ist eindeutig tektonisch. Sie bestehen aus stark zerschertem Tonmaterial, in das nuß- bis kubikmetergroße Blöcke eingewalzt sind. Im Gegensatz zu den in anderen Gesteinen häufig anzutreffenden Myloniten enthalten diese Brekzien viel mehr Fremdmaterial als üblich, d.h. nicht nur Bruchstücke von Kalken aus der Buntschieferserie und des Kreidealberese, sondern auch Granite und besonders viele basische Magmatite und auch dichte helle und dunkle Kalke, die große Ähnlichkeit mit den Palombinokalken der Argille scagliose besitzen. Es ist anzunehmen, daß die polygenen Brekzien innerhalb des Sedimentationsbereiches der Buntschieferserie bzw. an der Untergrenze des Kreidealberese ein aus älteren Gesteinen resedimentiertes Niveau waren, das erst bei der Gebirgsbildung im Oligo-Miozän durch die tektonischen Bewegungen zur polygenen Brekzie wurde.

Schliffe 5o und 51 aus der Brekzie des Rio Bisciara (N Sattel von Cerreto) zeigen Antigorit, der durch Calcit verdrängt wird; seltene Quarzkörner, z.T. mit Erz verwachsen; zwei Erzgenerationen: grobe einzelne gerundete Körner und winzige in Calcit eingebettete Körperchen; Chromit.

Schliffe 91 c und 91 d meist Calcit, Serpentin, Chlorit, Erz, z.T. Chromit. Alles ist stark brekziös.

Diese vier Schliffe entstammen basischen Gesteinen von der Art der Serpentinite und liegen heute als Ophicalcit vor.

Schliffe 91 a und 91 b — Brekzie eines lagig angeordneten Gesteins aus Quarz, Orthoklas, Plagioklas, Calcit, Chlorit, Erz, Apatit. Quarz ist z.T. weitergewachsen.- Das Gestein war ein Glimmerschiefer.

Schliff 94 — (von Fòrnolo) zeigt Quarz, Orthoklas, Plagioklas, teilweise noch unzersetzt, 48 % Anorthit; Calcit; Chlorit; Schachbrettalbit.- Das Gestein erinnert stark an die Schliffe 1o3 und 1o4. Es ist als brekziierter Granit zu bezeichnen.

WSW von Camporella, oberhalb der kleinen Steilwand, ist durch einen Weg ein 3 m langer, etwa o,5 m mächtiger Gesteinskörper angeschnitten, der in der Kalk-Ton-Serie liegt.

Schliff 126 — zeigt eine mikrokristalline Grundmasse mit Aggregatpolarisation. Die Kriställchen sind Pyroxen. Außerdem wenige und kleine Kristalle von Quarz; Albit und ein Mineral aus der Zoisitgruppe. Das Gestein zeigt miarolithische Hohlräume; es sieht wie ein Tuff aus.

Der Verf. hält diesen Gesteinskörper in die Kalk-Ton-Serie eingeschuppt und bezieht ihn aus der polygenen Brekzie des Kreidealberese vom Typ M.Caio.

Aus einem Kalkbrocken aus der unmittelbaren Umgebung des Granitkörpers östlich Lùgolo, der ja in engster stratigraphischer Beziehung zur polygenen Brekzie gesehen werden muß, hat

Schliff 1o5 — Tintinnopsella cadischiana COLOM und Stenosemellopsis hispanica (COLOM) erbracht, die beide im Neokom vorkommen.

Da aber auch in der Buntschieferserie umgelagerte Tintinnidenfaunen gefunden werden (s.Schliffe 216 und 218), sagt das Neokomalter nichts über das Alter der polygenen Brekzie bzw. der Buntschiefer aus.

3. Die Buntschieferserie.

Die Bezeichnung "Buntschieferserie" in stratigraphisch fixierter Stellung ist von REUTTER, 1960 eingeführt worden. Diese Gesteine gehören altersmäßig und stratigraphisch unter den "Kreidealberese" der Typen M.Antola, M.Caio und M.Cervellino.

Im bearbeiteten Gebiet wurden sie von ZACCAGNA, 1879-1910, als "Scisti galestrini" (O-Eozän) und von AZZAROLI, 1950, als "Argille scagliose" (Kreide-Eozän) kartiert. Die Buntschieferserie steht bei Castello di Comano, am Passo del Cerreto und in einer mehr als 3 km^2 großen Fläche in der Umgebung von Cerreto dell'Alpi an. Sie besteht hauptsächlich aus schwarzen und gelbbraunen harten Schiefern, bisweilen mit grünlichgrauen und roten Zonen, und eingelagerten dunklen Kieselkalken, Sandsteinen und dunklen Kalken. Dünnschliffe aus Sandsteinen oder aus kalkarenitischen Lagen zeigen häufig einen feinklastischen Serpentinitanteil. Das Gestein ist reich an Mn-Mineralien, was den Schiefern häufig eine blauschwarze schillernde Tönung verleiht - eine typische Erscheinung für die Buntschieferserie.

Etwa 1 km S Cerreto dell'Alpi befindet sich innerhalb der Buntschiefer ein 40 bis 50 m mächtiges Niveau in vorwiegend graugrünen und gelblichen Farben, welches dem Ostia-Sandstein des Cedratals sehr ähnlich sieht. Die härteren Bänke bestehen aus Sand- bis Kieselkalken und sind wechselgelagert mit tonigen Mergeln.

An der Grenzzone der Buntschieferserie zum hangenden Alberese ist eine etwa 30 m mächtige tiefrote Schieferzone aufgeschlossen (M.Zuccalone an der Paßstraße). Die Farbe läßt unwillkürlich an Scaglia rossa denken, als solche ist der Aufschluß auch von ZACCAGNA kartiert worden. Im Unterschied zur Scaglia fällt aber der durchgehend feinsandige Anteil ins Auge. Die Schieferflächen haben einen leichten Anflug von Serizit. Außerdem sind 2 bis 4 cm mächtige glimmerreiche Sandbänkchen eingelagert, die in der Scaglia nicht beobachtet wurden.

Die Buntschieferserie ist in allen Aufschlüssen tektonisch stark beansprucht, meist liegen die Kalkbänke als Boudinreihen vor.

Rund 800 m W Cerreto dell'Alpi an der Paßstraße ist ein Mylonit zu beobachten. Er hat etwa 10 m Mächtigkeit und liegt als Mylonitschicht innerhalb der Buntschieferserie. In ihm sind die Kalkbänke derartig zerrieben, daß man sie oft selbst nicht mehr als Boudins erkennt, denn sie liegen unregelmäßig in den Schiefermassen als Brocken darin, die zwischen 2 bis 2,5 cm Durchmesser haben.

Die Altersbestimmung geschah mit Hilfe von Dünnschliffen:

Schliffe I 34 a und 157 b (Cerreto) enthalten Radiolarien, unbestimmbaren Fossilschutt, Spumelarien und Nasselarien, von denen einige vererzt sind, Anomalina sp., umgelagerte Brocken mit Calpionellen, Pithonella sp., Cadosina sp.

Schliffe I 51 (b) und 157 h (Cerreto) zeigen Radiolarien, Gümbelinen (Heterohelix sp.), Globigerinen vom Kreidetyp, ? Pithonella ovalis (Kaufmann).

Schliffe 159 b und 160 a (Castello di Comano) mit Cadosinen, Pithonella sp., ein- und zweikielige Globotruncanen, Gümbelinen.

Schliff 155 (Cerreto) mit Rotalipora reicheli, Rotalipora cushmani, Rotalipora appenninica, Rotalipora cf. stefani, Planomalina buxtorfi, sehr viele Radiolarien. Einige Faunenelemente mögen umgelagert sein.

Der letztgenannte Schliff gibt eindeutig Obercenoman bis Unterturon an.

Schliffe 216 und 218 (stammen aus einer Buntschieferklippe über der Ventassoserie NE des Sattels von Cerreto bzw. aus einem kleinen Aufschluß NE des M. Maccagnina); sie zeigen mehrere schlecht erhaltene, teilweise zerdrückte und zerbrochene Tintinniden, die sich als Calpionella elliptica CADISCH, Stenosemellopsis hispanica (COLOM) und Calpionella alpina LORENZ ansprechen lassen. Der Erhaltungszustand läßt auf Umlagerung der Fauna schließen.

Die Gesamtmächtigkeit der im Gebiet anstehenden Buntschieferserie, das Liegende ist unbekannt, wird auf 150 m geschätzt.

4. Der Kreidealberese, Typ M.Caio.

Wenn hier noch die Bezeichnung "Alberese" gebraucht wird, so nur als Faziesbegriff. Die entfernte Ähnlichkeit von verschiedenen kalkig-mergeligen Flyschgesteinen hat im Nordapennin sehr häufig zu Verwechslungen Anlaß gegeben, im bearbeiteten Gebiet zuletzt noch von AZZAROLI, 1950, ELTER, 1960, und PIERINI, 1961, die die Oberkreideschollen vom Kalktyp des M.Caio mit den Alttertiärkalken im Enzatal zusammenwarfen.

Es werden hier nur die Oberkreidealberese vom M.Alpicella und M.Lungo (beide aus tektonischen Gründen ohne Buntschieferunterlage) und die Vorkommen vom M.Zuccalone, Ospedalaccio, M.Cunella und W des Giogo di Vendaso besprochen. Sie gleichen sich einander im Aussehen und in der stratigraphischen Unterlage und werden den Alberesevorkommen vom M.Caio bzw. Antola (Provinz Genua) zugeordnet. Sie müssen lithologisch und tektonisch vom Kreidealberese, Typ M.Ferrarino, (im Gegensatz zu ANELLI, 1935, und PIERI, 1961) abgetrennt werden. Der Alberese vom M.Ferrarino wird mit den Kreidekalken des M.Cassio (Provinz Parma) bzw. von Serramazzoni (Provinz Mòdena) gleichgestellt.

Der Kreidealberese vom Typ M.Caio zeigt in allen seinen

Aufschlüssen eine typische Wechsellagerung von gradierten hellgrauen Kalkmergeln oder Sandkalken, selten Sandsteinen mit tonigen Mergeln bis Tonschiefern. Die härteren Bänke sind außen meist heller als die tonigen Zwischenmittel. Im Anschlag sind sie fast immer dunkelgrau bis schwärzlich, im Unterschied zum Kreideflysch des M.Ferrarino. Porzellanige Bänke von weißer Färbung im frischen Anschlag (wie die Kalke von Groppo Vèscovo) wurden außer an der Untergrenze der ganzen Abfolge (z.B. am M.Zuccalone) nie beobachtet. Kieselkalke sind selten. Die Bankdicke, ohne Tonmittel, schwankt zwischen 15 cm und 3 m, für den Durchschnitt können o,5 bis o,8 m angegeben werden. Die Tonmittel können ebenfalls mehrere Meter Mächtigkeit erreichen. An der Grenze zu den Buntschiefern ist am M.Cunella und am Ospedalaccio eine Häufung von zähen gelblichen, z.T. glimmerhaltigen, wohlgradierten Sandsteinen zu beobachten. Das Niveau ist wegen der starken Hangverschüttung in Albereseaufschlüssen nur selten aufgeschlossen und wurde wegen der ohnehin nur geringen Mächtigkeit (ca. 1o bis 15 m) nicht auskartiert.

Die Kreidealbereseplatten im Enzatal werden bis 4oo m mächtig. In der SW-Ecke des Untersuchungsgebietes steht mindestens die gleiche Mächtigkeit an.

Von SACCO, 1893, wurde von Ospedalaccio ein Ammonitenfund erwähnt und vom Gebietsrand bei Selvanizza ein Inoceramus cripsii Mant. beschrieben. Der Verf. fand mehrere nicht bestimmbare Inoceramen am M.Lungo (Succiso).

Schliff I 85 enthält außer vielen Radiolarien noch Globigerinen und Gümbelinen und ?Rotalipora appenninica. Die Probe stammt vom M.Zuccalone von der Buntschiefer-Alberesegrenze.

Schliff 89 (Succiso) zeigt außer Schwammresten nur Heteroheliciden.

Schliff 114 (Succiso) enthält Schwammnadeln, Radiolarien, Heterohelix sp. und eine Kümmerfauna von Globigerinen.

Die Schliffe sind typisch für die Dürftigkeit der Faunen im Oberkreidealberese, im deutlichen Unterschied zu den Kalken von Groppo Vèscovo, in denen bereits nach kurzem Suchen eine äußerst individuenreiche Tertiärfauna zu finden ist. Das deckt sich mit allen vergleichbaren Albereseaufschlüssen bis Ligurien. Auf Grund der Faunen von REUTTER, 1960, und SAMES, 1960, ist der Alberese vom Typ M.Antola in den Abschnitt Turon bis Maastricht zu stellen.

Auf den Schichtunterseiten werden immer wieder Weidespuren beobachtet, die in Flyschgesteinen häufig auftreten: Helminthoida labyrinthica HEER, Chondrites intricatus HEER u.s.w. Sie kommen in gleicher Ausführung auch in den Kalken von Groppo Vèscovo (Tertiäralberese) vor. Die Einteilung in "flysch ad elmintoidi" (Oberkreide) im Gegensatz zum "alberese" (Oberkreide bis Tertiär), noch bei ELTER, GIANNINI, TONGIORGI, TREVISAN, 1960, und ELTER, HACCARD, LANTEAUME, RAGGI, 1961, hat somit keinerlei biostratonomischen Wert.

VII. Die kretazischen Emilianiden.

Die Abtrennung der Kreideserien zwischen Nigone und Cervarezza von den Liguriden hat sowohl stratigraphische als auch tektonische Gründe gehabt. Vergleichbare Gesteinsabfolgen kommen nur auf der emilianischen Seite des Nordapennin vor (Flysch von Serramazzoni/Mòdena, MONTANARO-GALLITELLI, 1958; M.Cassio, SAMES, 1963 u.a.), außerdem liegen sie im bearbeiteten Gebiet als Falten bzw. Schuppen allochthon auf den tertiären Serien und zwar in südvergenten Strukturen. Ihr ursprüngliches Ablagerungsgebiet wird deshalb im N der Hauptwasserscheide angenommen, und der Name kretazische "Emilianiden" scheint somit gerechtfertigt zu sein.

Die Abfolge besteht im bearbeiteten Gebiet aus fünf Niveaus: 1. Calpionellenkalke, 2. Ophiolithe, 3. "Mergel von Nigone", 4. "Konglomerate von Nigone" und 5. Kreidealberese vom M.Ferrarino. Die Landschaft der kretazischen Emiliani-

den ist vor allem von zwei Gesteinen gekennzeichnet: von den badlandsbildenden Mergeln von Nigone und dem Kreidealberese vom M.Ferrarino, der die Bergspitzen aufbaut. Die anderen Gesteine treten kaum in Erscheinung und sitzen als kompetent bewegte Massen innerhalb der tektonisch stark beanspruchten Mergel.

1. Die Calpionellenkalke.

In der Umgebung von Nigone stehen fünf Aufschlüsse eines grauen, sehr harten kieselhaltigen Kalkes an, deren größter (zwischen Le Braglie und Nigone) nicht mehr als 4o x 1o m mißt. Der Kalk ist im Anschlag grau und porzellanartig splittrig. Er hat große Ähnlichkeit mit den fraglichen Bianconekalken unter der Scaglia rossa bei Sassalbo bzw. mit Palombinokalken aus der ligurischen Argille scagliose.

Ein etwa 5 x 15 m großer und 1o m aus den Mergeln von Nigone als Härtling herauspräparierter Felsen etwa 4oo m NW Le Braglie zeigt wie die übrigen Aufschlüsse der Calpionellenkalke eine 3 bis 5 cm mächtige gewellte Schichtung ohne Tonzwischenlagen und ohne Gradierung. Der Felsen sieht deshalb von weitem wie ein massiger, ungeschichteter Klotz aus.

Calpionellenkalke vom gleichen Aussehen sind ständig in der Umgebung der Ophiolithvorkommen beobachtet worden. Wegen ihrer geringen Größe sind sie nicht auskartiert worden. Teilweise sind sie als Brekzie an Ophiolithklötzen außen angeklebt (wie die Probe von Schliff 213) oder mit Ophiolithmaterial verschuppt. Sie sind jedoch nicht immer kontaktmetamorph verändert, was auf tektonische Bewegung der Ophiolithe nach der Erstarrung hindeutet. Bei Frassinèdolo und Casale kommen an einigen Ophiolithaufschlüssen grobkristalline Marmore, rein aus Calcit und ohne Fremdanteil, vor. Möglicherweise sind das umgewandelte Calpionellenkalke.

Die Calpionellenkalke des bearbeiteten Gebietes sind in der Literatur bisher nicht erwähnt worden. VonTEICHMÜLLER, 1935, wurde diese Zone pauschal als Jura bzw. Kreide kartiert und zur Liguridendecke zugeordnet. Da sie innerhalb

der kretazischen Mergel von Nigone und in ständiger Begleitung der Ophiolithe auftreten, werden sie (analog SAMES, 1963) in den Zeitraum Oberjura-Neokom gestellt.

Schliff 26o zeigt in einer feinstkörnigen Grundmasse viele Exemplare von Calpionella alpina LORENZ, Calpionella cf.alpina LORENZ, Calpionella elliptica CADISCH, ? Stenosemellopsis hispanica (COLOM). Die Formen sind meist gut erhalten und lassen keine Umlagerung erkennen. Stenosemellopsis deutet auf Neokom hin, während die übrigen Formen im Tithon vorkommen.

2. Die Ophiolithe.

Auf den flachen Hängen der Mergel von Nigone im Kartierungsgebiet sind über 2o Ophiolithvorkommen beobachtet worden. Die beiden größten (je 2oo x 3oo m) finden sich bei Nigone und bei Casale.

Die meisten wurden bereits von SACCO, 1891-92 auskartiert. Er hielt die Ophiolithe im Nordapennin im Gegensatz DE STEFANI, 1884, 1894, und ZACCAGNA, 1879-191o, 1897, für kretazisch. Seit STEINMANN, 19o7, wurden sie in eine ligurische Decke gestellt, zuletzt noch von ELTER, 196o, und PIERI, 1961, mit Daten aus dem vom Verf. bearbeiteten Gebiet.

Die Ophiolithe treten als schwarze massige, wenig zerbrochene Körper oder als tiefgründig verwitterte, meist helle (Ophicalcit-) Brekzien auf. Die Erscheinungsform scheint abhängig vom ursprünglichen Volumen des Magmas zu sein, denn sämtliche kleinen Vorkommen sind brekziös; von den beiden großen Ophiolithstöcken bei Nigone und Casale sind es nur die äußeren Zonen. Das bedeutet, daß die Durchbewegung, die ja die kleinen Körper besser erfassen konnte als die großen, auf die Bildung der Ophicalcite entscheidenden Einfluß gehabt hat. Dieser mechanische kommt zum primär vorhandenen kontaktmetamorphen Einfluß hinzu, so daß die Ophicalcite letztlich aus einer Kombination von kontaktmetamorphen und mechanischen Beanspruchungen hervorgegangen sind, wie das STEINMANN, 1926, und CONTI, 1954, annehmen.

Schliff 214 stammt aus einer knapp 40 km^2 großen Brekzie am Weg bei "le Teggie di Nigone" und zeigt: Calcit, Chlorit, Erz, strahligen Albit. Das Gestein lag ehemals als Peridodit (?)-Brekzie vor. Die dunklen Minerale sind fast ganz durch Calcit verdrängt und die Brekzie ist durch Calcit verheilt worden.

Schliff 69 repräsentiert das Innere eines großen Ophiolithstockes (aus einem Abbau bei Casale). Er enthält durch Chrysotil serpentinisierte Olivon (?) -Kristalle, die nur noch in Umrissen zu sehen sind, mit einer sekundären, bei der Serpentinisierung entstandenen Erzgeneration, verwitterten Plagioklas, Chlorit, grobe primäre Erzkörper.

Einige Ophiolithvorkommen bei Frassinèdolo zeigen am unmittelbaren Kontakt zum Nebengestein, d.h. zu ihrer Umhüllung aus dichten harten Kalkschollen, die wie die oben beschriebenen Calpionellenkalke aussehen, grobkristalline Marmore. Die brekziöse Zone des Ophiolithkörpers bei Casale ist in dieser Hinsicht besonders interessant. Sie ist an der Straße nach Talada fast 30 m mächtig und enthält bis zum Beginn des massigen, wenig zerbrochenen Ophioliths Nebengesteinsbrocken aus Calpionellenkalken und tonigen Schiefern. Nur in der Nähe des massigen Ophioliths sind die Kalke teilweise marmorisiert, während sie in der Außenzone der Brekzie lediglich stark zerbrochen sind, vermengt mit Ophiolithmaterial. Zweifellos ist die äußere, nicht metamorphe Brekzie tektonischer Natur und die innere Brekzie mit metamorphen Kalken hauptsächlich eine kontaktmetamorphe Erscheinung.

3. Die Mergel von Nigone.

Typische Aufschlüsse dieses Gesteins befinden sich oberhalb der Straße nach Gazzòlo und an der Straße nach Frassinèdolo. Als erstes fällt die große Neigung zu Hangrutschungen und die Vegetationsarmut auf, so daß sich S Cerregio und bei

Frassinèdolo eine badland-Landschaft gebildet hat.

Die "Mergel von Nigone" zeigen eine Wechsellagerung aus teils tonigen, teils sandigen cm - bis dcm-dicken Mergeln mit dichten, ebenso mächtigen Kalken und Kalksandsteinen, seltener kieseligen Kalken. Die Mergel sind meist hellgrau gefärbt, oft mit einem Stich ins Bläuliche. Grüne, rote und gelbe Flecken und Streifen sind häufig (wie z.B. NW Nigone). Die Kalke und Kalksandsteine sind außen fast immer sehr hell (weiß, bräunlich, gelb, hellbraun), im Anschlag meist dunkler.

Die Mergel von Nigone sind außerordentlich stark zerschert. Die Calpionellenkalke und Ophiolithe bilden im Liegenden der Mergel kein durchgehendes Niveau, sondern sitzen wie Boudins oder Schuppen als kompetente Klötze darin. Bei Frassinèdolo gibt es eine größere Anzahl von Ophiolithaufschlüssen, die nicht größer als 2 bis 4m^2 sind. Sie sitzen heute als tektonische "erratische" Blöcke in der Mergelserie. Wegen ihrer geringen Größe sind sie nicht auskartiert worden.

Schliff 199 enthält Globigerinen, Heterohelix sp., Globotruncana lapparenti lapparenti BROTZEN, Globotruncana lapparenti BROTZEN tricarinata (QUEREAU), Globotruncana stuarti (DE LAPPARENT), Globotruncana lapparenti BROTZEN bulloides VOGLER, Globotruncana lapparenti lapparenti BOLLI.

Die Probe gibt Campan an. Sie stammt von der Lokalität Sparavalle entweder aus dem Hangendsten der Mergel von Nigone oder schon aus dem unteren Kreidealberese vom M.Ferrarino. Die Kalkbänke in beiden Serien können sich manchmal sehr ähnlich sehen, so daß in der Übergangszone die Grenze nicht immer genau gezogen werden kann. Das Alter spricht eher für die Kalke vom M.Ferrarino.

Übergänge aus den Mergeln in die Alberesekalke sind nicht aufgeschlossen. Sie sind entweder bewachsen oder durch einen schmalen Streifen Hangschutt bedeckt. Nirgends schneidet je-

doch der Ferrarinokalk die liegenden Schichten ab, sondern im Liegenden wie im Hangenden herrschen immer das gleiche Streichen und Fallen. Außerdem schalten sich in den höchsten Niveaus der Mergel von Nigone bereits grünliche Sandsteine und harte Kalksandsteinbänke vom gleichen Typ wie im Alberese ein.

4. Die Konglomerate von Nigone.

In der Umgebung von Nigone innerhalb der beschriebenen gleichnamigen Mergel liegen vier nur wenige m^2 -große Aufschlüsse, die aus einer schlecht gerundeten, grobsandigen bis feinkonglomeratischen Schüttung aufgebaut sind. Das Konglomeratvorkommen an der Burgruine S Nigone ist etwa 6 x 1o m groß und ragt etwa 2 m hoch aus einem Acker heraus. Es liegt an der Grenze zwischen Mergeln von Nigone und dem Kreidealberese vom M.Ferrarino und ist zwischen 6 und 8 m mächtig. Direkte Kontakte sind nicht aufgeschlossen.

Das Konglomerat ist gradiert geschichtet. Es beginnt mit haselnußgroßen, schlechtgerundeten Bestandteilen, einzelne Mergelbrocken erreichen Faustgröße. Im Hangenden treten die eingestreuten Konglomerate zurück. Als Hauptmasse verbleibt eine feinkörnige kalkig-sandige Fraktion von grüner Farbe, die im Liegenden zwar schon vorhanden ist, aber dort lediglich den Zement bildet. Im Konglomerat können makroskopisch folgende Bestandteile unterschieden werden:

gelbe bis braune Kalksteinbrocken,
graue Mergel,
hellgraue Kieselkalke,
weiche gelbliche und weiße Brocken, Kieselgerüst eines verwitterten Kieselkalkes,
grünlichgraue Hornsteine,
graue Quarze,
Chloritschüppchen,
schwarzer Serpentinit,
aus dem Zement heraustretende Calcitkriställchen.

Die übrigen Vorkommen gleichartiger Konglomerate liegen als Klötze auf den höheren Niveaus der Mergel von Nigone, dort wo man den Übergang in den Ferrarinoalberese zu erwarten hätte. Die übrigen Grenzen zwischen Mergeln und Alberese sind entweder verschüttet oder bewachsen bzw. tektonisch überprägt, so daß dort keine Konglomerate gefunden wurden.

Von SAMES, 1963, sind unter dem Oberkreidealberese vom Typ des M.Cassio ebenfalls von mehreren Stellen Konglomerate und Brekzien beschrieben worden. Teils besitzen sie weitaus größere Mächtigkeiten (z.B. das Baganza-Konglomerat), teils sind sie schwach entwickelt oder fehlen.

5. Der Kreidealberese vom M.Ferrarino.

Die größten Flächen der kretazischen Emilianiden werden von einem Flyschkalk bedeckt, welcher von allen bisherigen Bearbeitern des Gebietes von den anderen Alberesegesteinen nicht getrennt wurde. Die Straße von Ramiseto nach Succiso berührt nacheinander zuerst den Kreidealberese vom M.Ferrarino, dann mehrmals den Kreidealberese vom Typ M.Caio, so daß ein direkter Vergleich möglich ist.

Im Bereich des M.Ferrarino fallen die sehr hellen Farbtöne auf: Gelbliche und bläulichgraue Kalkmergel- und Kalksandsteinbänke, meist gut gradiert (die sandige braungelbliche Basis hebt sich bisweilen farblich gut ab), sind mit auffälligen hellgrauen, bläulichgrauen bis grünlichen mächtigen Mergeln wechselgelagert. Im Anschlag sind die Schichten immer hell.

Die Kalkmergel- bzw. Kalksandsteinbänke sind meist mächtiger als 1 m, oft bis 6 m. Sie sind selten plattig ausgebildet wie die härteren Bänke des Alberese vom Typ M.Caio, sondern sie zerfallen bei der Verwitterung eher zu Quadern. Die Mergel sind weniger verfestigt, sie kleben an der Zunge und färben meist ab. Sie zerfallen in länglich muschelförmige Bruchstücke. Die Mergelbänke erreichen Mächtigkeiten bis über 25 m, meist sind sie zwischen 3 und 6 m dick.

Die auf Begehungen in nordwestliche Anschlußgebiete bis

zum M.Cassio gemachten Beobachtungen decken sich vollkommen mit den Merkmalen des Ferrarinoalberese. Der Parallelisierung der hier beschriebenen Kalke mindestens bis zum M.Cassio steht nichts im Wege. SAMES, 1963, dehnt den Vergleich mit ähnlichen Serien bis zum Westrand der Provinz Piacenza hin aus (etwa 80 km vom M.Ferrarino entfernt). In östlicher Richtung kann der Beschreibung nach das Gestein mit dem "Flysch von Serramazzoni" (MONTANARO-GALLITELLI, 1958) verglichen werden.

Eine große Anzahl von Dünnschliffen und Schlämmproben blieb fast steril:

Schliffe 129, 134 und 139 aus der Gegend zwischen Taviano und Camporella zeigen Cadosina sp., Pithonella sp., Heterohelix sp. und eine Unmenge von Schwammnadeln. Das Gestein ist als Spongiolith zu bezeichnen.

Schliff 74 (Frassinèdolo) ist voller Schwammnadeln.

Die Dürftigkeit der Faunen deckt sich mit anderen Oberkreidealberesearten. Während jedoch im Ferrarinoalberese hauptsächlich Schwammreste vorkommen, überwiegen im Alberese vom M.Lungo bei Succiso umd M.Alpicella bei Castagneto (Typ M.Caio) die Radiolarien. Makrofossilien wie im Alberese vom Typ M.Caio sind nicht gefunden worden. ANELLI, 1935, erwähnt einen Inoceramus sp. bei Cervarezza.

Das Alter des Alberese vom Typ M.Ferrarino ist durch Schliff 199 gegeben (s.Abschnitt Mergel von Nigone). Die Probe stammt aus dem Grenzbereich Mergel von Nigone - Alberese und zeigt Campan an. Das deckt sich ausgezeichnet mit den Funden von SAMES, 1963, vom M.Mosso/Piacenza und mit der Fauna vom "Flysch di Serramazzoni" im Modeneser Apennin von MONTANARO-GALLITELLI, 1958, die Campan-Maastricht angibt und schreibt: "Die 'Serramazzoni' genannte Flyschplatte, im Modeneser Apennin verbreitet, von 'Argille scagliose' umgeben, setzt sich in analoger Fazies bis ins Parmensische hinein fort." Damit wäre die Verbindung für einen nichtligurischen Oberkreideflyschtrog bis zur

Westgrenze der Provinz Piacenza über das vorliegende Kartierungsgebiet hinweg über 12o km weit hergestellt.

Die Mächtigkeit der Serie läßt sich durch die Verfaltung schwer abschätzen. Es sind im Untersuchungsgebiet mindestens 2oo m anzunehmen.

VIII. Molassebildungen.

Bei Taviano berührt das Arbeitsgebiet den Südrand vom "Miozänbecken von Castelnovo ne'Monti" (SACCO, STAUB, BEHRMANN). Dieses sogenannte Miozänbecken ist ein lagunärer Einbruch des padanischen Molassemeeres in das fertige und aufsteigende Gebirge. Es findet sich in ihm etwa die gleiche Abfolge von Molassesedimenten wie am Rand der Poebene und in der Lunigiana. Im Kartierungsgebiet treten nur die liegendsten Ablagerungen auf:

Der Sandstein von Ranzano und die Mergel von Cerreggio.

Die Bezeichnung "Sandstein von Ranzano" stammt von PIERI, 1961, der die fast 3oo m hohen Wände zwischen Taviano und Ranzano in seine Untersuchungen einbezog. Damit soll der zu stark zeitgebundene Name "Tongriano" (SACCO) ersetzt werden.

Der Sandstein von Ranzano transgrediert im Arbeitsgebiet als Liegendstes der Molasse über ein Relief der kretazischen Emilianiden. Zwei winzige Klippen auf dem Ferrarinokalk SSE Taviano liegen heute etwa 87o m über NN, wobei jedoch fraglich ist, ob es sich um die Basishorizonte handelt. Im N von Taviano befindet sich die Basis des Sandsteins von Ranzano etwa auf 5oo m über NN. Die Grenze zwischen Ferrarinokalk und Sandstein von Ranzano N Taviano ist nicht deutlich zu ziehen, weil an der Basis der transgredierenden Sandsteine gewaltige Blöcke und Schollen des Substratums einsedimentiert wurden, so daß oft schwer entschieden werden konnte, ob noch anstehender Ferrarinokalk oder schon die Molassebasis vorliegt.

Beim Blick von Taviano nach NE fällt ein deutlicher Unter-

schied der Bankmächtigkeiten und Korngrößen in den knapp 300 m hohen Wänden auf: Grob- bis feinsandige und konglomeratische Schüttung mit 2 bis 6 m mächtigen Bänken in den unteren zwei Dritteln gegenüber mittel- bis feinsandiger Schüttung fast ohne Konglomerate mit Bankmächtigkeiten von 0,5 bis 2 m im oberen Drittel. Im unseren Teil des Profils sind die Bänke fast nie durch Tonhäutchen voneinander abgegrenzt. Aus feinsandigem Material kann grobsandige Schüttung hervorgehen. Das Gestein erscheint somit häufig umgekehrt gradiert. Diese "umgekehrte Gradierung" kann noch weiter gehen: Der Grobsand nimmt im Hangenden kontinuierlich Konglomerate auf, die puddingoid bzw. rosinenartig verstreut sind oder auch dicht gepackt liegen können. Die Konglomeratdurchmesser nehmen manchmal wieder nach oben im Sinne einer "normalen" Gradierung ab und die Schicht kann dann erneut in grobsandige Schüttung übergehen. Der Übergang von grob- zu feinsandiger Schüttung geschieht meist rasch im Bereich von 2 bis 4 cm. In der Horizontalen ändern die Schichten schnell Korngrößen und Mächtigkeiten, so daß sie sich oft nicht weit verfolgen lassen.

Schliff 143 zeigt die typische Zusammensetzung der feinkörnigen Bänke: Quarz, Kalksteinbröckchen, Calcit als Zement, Chlorit, Biotit, viel Fossilschutt (u.a.Schwammnadeln, Heterohelici-den, Globotruncanenbruchstücke).

Der Chloritreichtum verleiht dem Sandstein von Ranzano von der Basis bis ins Hangende einen leichten Grünstich. Der Calcitgehalt ist nicht gleichmäßig verteilt. Die groben Bänke im Liegenden sind kaum zementiert, sie zerbrökkeln beim Reiben. Die mittel- bis feinkörnigen Bänke im unteren Teil des Profils zeigen charakteristische herausgewitterte Buckel und Kugeln von 2 cm bis über 1 m Durchmesser. Sie sind stärker zementiert als das umgebende Gestein. Die Zementierung vieler Schichten nimmt zum Hangenden hin zu. Das führt besonders in den konglomerathaltigen Schichten in einer gewissen Höhe über der Basis dazu, daß das Gestein nicht mehr gleichmäßig zerbröckelt, sondern

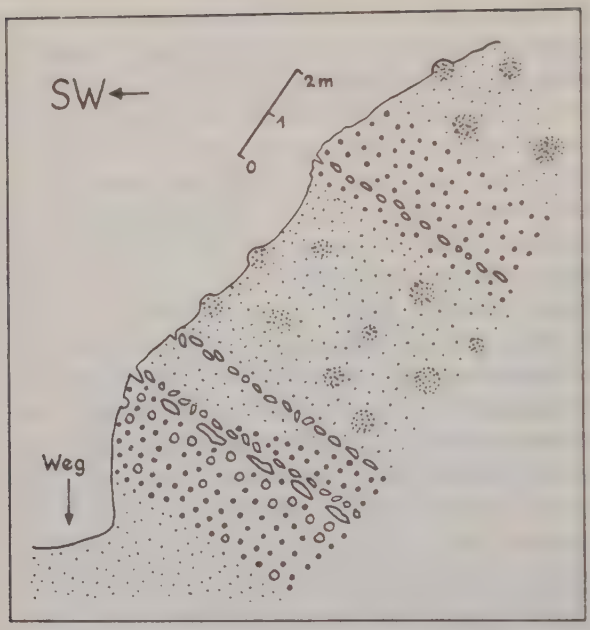


Abb.1o: Typisches Sedimentationsbild des Sandsteins von Ranzano.- Lokalität: NE Taviano, etwa 3oo m N Pkt.555 am Bachübergang.

nur noch die Konglomerate herausbrechen. Dadurch entstehen typische Lochreihen. Noch weiter im Hangenden vermag der Zement auch die Konglomerate zu binden. Längliche Löcher von 3 mm bis über 3o cm Durchmesser entstehen durch einsedimentierte und schnell herauswitternde Mergelbrocken. Die Mergel haben größte Ähnlichkeit mit den Mergeln von Nigone und mit Mergellagen aus den Ferrarinokalken.

Die Konglomerate haben o,5 bis 1o cm Durchmesser, selten mehr. Die größeren sind schlecht gerundet. Es wurden folgende Gesteinsarten beobachtet:

Serpentinit, schätzungsweise 3o bis 4o % aller Konglomerate,
graue und weiße Quarze,
auffällige grüne Hornsteine,
Kalksteinbrocken, sehr ähnlich dem M.Ferrarino-Alberese,
Granit,
Gabbro,
Ophicalcit,
Diorit,
lebhaft rote Hornsteine mit weißen Kieselbändern,
dunkelgraue kieselige sehr dichte Kalke mit vielen Calcitgängchen.

Ein Teil der Gesteine ist aus der Umgebung als kretazische Emilianiden bekannt. Die grünen und roten Hornsteine erinnern an die Oberjura-Kreidegrenze und müßten in der Nähe der Calpionellenkalke und Ophiolithe vorkommen, wurden jedoch nie anstehend gefunden. Die Quarze und Granite können aus der polygenen Brekzie und die Diorite aus dem Sandstein des M.Campastrino stammen.

Die Altersfrage konnte nicht befriedigend beantwortet werden. Eine Anzahl von Schliffen und Schlämmproben blieb steril. ZACCAGNA, 1879-191o, stellt die "conglomerati e molasse incoerenti; marne sabbiose a congerie e argille lignitifere con avanzi di Tapiro" ins Miozän. SACCO, 1893 und 1932, nimmt auf Grund von Nummulites fichteli MICH. Oligozänalter an ("Tongriano") und erwähnt Bryozoen- und Molluskenfragmente. Darüber sollen mit einer Schichtlücke im Aquitan im Becken von Castelnovo ne'Monti die miozänen "grauen, etwas bröckligen Mergel" des "Langhiano" liegen. Auch BEHRMANN, 1936, beschreibt im Hangenden der (oligozänen) Molasse bei Ranzano mergelig-tonige Schichten. Vom Verf. der vorliegenden Arbeit werden diese Schichten "Mergel von Cerregio" genannt. Sie schalten sich ohne Schichtlücke im Hangenden des Sandsteins ein. Es sind feinsandige, z.T. bunte Mergel (graugrünlich, gelb, rötlich), die bis fast 6o m aufgeschlossen sind. Als härtere Bänke kommen nur selten bis finger-

dicke sandig-kalkige Partien vor. Durch die geringe Anzahl der härteren Bänke ist die Schichtung nicht deutlich zu erkennen. Die Mergel haben große Ähnlichkeit mit gewissen kalksteinarmen Niveaus der Mergel von Nigone.

Im Untersuchungsgebiet sind für die Mächtigkeit des Sandsteins von Ranzano einschließlich der Mergel von Cerreggio mindestens 6oo m anzunehmen. Bei Begehungen in Nachbargebieten, die in analoger Weise den Rand des Molassebeckens von Castelnovo ne'Monti berühren (Ranzano, Villa Minozzo)

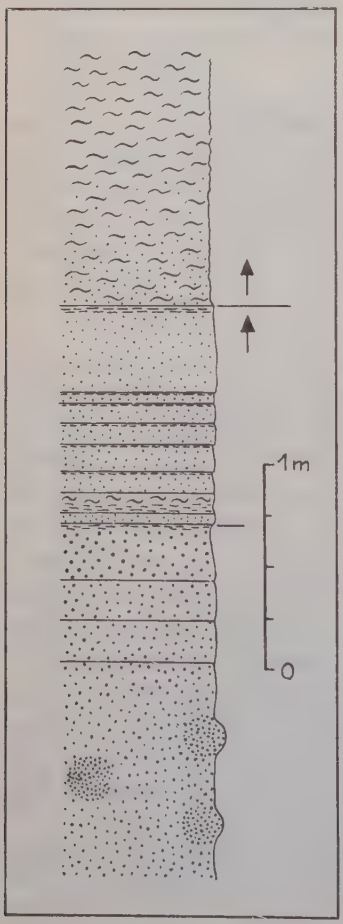


Abb. 11

Sedimentärer Übergang des Sandsteins von Ranzano in die Mergel von Cerreggio. Die letzten Sandsteinschichten sind schwach gradiert.- Lokalität: an der Straße nach Cerreggio.

wurden weit geringere Mächtigkeiten beobachtet. Das paßt gut in das Bild einer Molassetransgression mit lateral sich rasch ändernden Sedimentationsbedingungen, die ihre Ursache in einem ausgeprägten Relief des Untergrundes und lokalen mächtigen Schuttlieferanten haben.

IX. Das Quartär.

Etwa 5o km^2 des Untersuchungsgebietes werden von quartären Ablagerungen bedeckt, rund ein Drittel davon entfällt auf pleistozäne Bildungen.

1. Das Pleistozän.

Als Erster beschreibt DE STEFANI, 1887, im Arbeitsgebiet glaziale Ablagerungen, während PENTANELLI die Existenz von Moränen negiert und sie zu den Hangschlipfen ("frane") zählt.

Es handelt sich größtenteils um grundmoränenartige Aufschüttungen, d.h. Geschiebe und Geschiebemergel. Wegen des kurzen Transportweges sind die Geschiebe nicht immer gut gerundet. Sie bestehen nur aus Macigno, da die Nährgebiete der Gletscher in den Sandsteingebieten der Hauptkette bzw. des M.Ventasso lagen. Die Abgrenzung von Moränen zu Gehängeschutt in den Sandsteingebieten war deshalb manchmal schwierig. Gute Moränenaufschlüsse gibt es an der Staatsstraße Nr. 63 zwischen La Gabellina und Passo del Cerreto. An den Geschieben wird oft Kritzung und einseitiger Abrieb beobachtet. Die Grundmasse der Moräne, ein hellbräunlich-gelber Geschiebelehm, ist immer heller als der Verwitterungsboden des Macigno.

Im Arbeitsgebiet konnten vier Moränenwälle festgestellt werden: W Alpe di Succiso (auf knapp 14oo m über NN), am Passo del Cerreto (um 12oo m über NN), NW M.Cavalbianco (14oo m über NN) und NW M.Ventasso (1ooo m über NN). AZZAROLI, 195o, kennt nur Grundmoränen. Der längste Wall, am Passo del Cerreto, ist etwa 1,2 km lang und am Straßendurchstich etwa 3o m hoch. Er ist als Mittelmoräne entstanden beim Zusammenfluß der Eismassen aus dem oberen Secchiatal und jener vom M.La Nuda. Die anderen Moränenwälle markieren die Gletscherenden während eines Eisstillstandes.

Grundmoränen sind bis auf 750 m über NN (N des Sattels von Cerreto) und auf 800 m über NN (N Succiso) gefunden worden. Von der Lioccaquelle bis Succiso ergibt sich somit eine Gletscherlänge von 8 km. SACCO verzeichnet auf seiner Geologischen Karte "Castelnovo ne'Monti", 1891-92 und 1922-23, bei Succiso und N des M.Acuto eine größere Anzahl von Seitenmoränen. Sie ließen sich nicht bestätigen. Die Hügelrücken beiderseits des Lioccatals sind schon vor der Vereisung angelegt gewesen, denn der Ponte-Brätica-Sandstein taucht nur ganz flach unter die Moräne ab, die ihn schleierartig verdeckt. Die Vorkommen von Ponte-Brätica-Sandstein pausen sich in der Grundmoräne ab (Costa Oci). Das gleiche Phänomen kann zwischen T.Riarbero und M.Cavalbianco beobachtet werden, wo der steile moränenbedeckte Waldhang eine deutliche Fortsetzung des Westgipfels vom M.Cavalbianco ist.

Die Grundmoräne N Lago Cerretano erreicht sicher größere Mächtigkeiten. Es befinden sich dort eine Anzahl von abflußlosen Grundmoränenseen mit unregelmäßig verstreuten Kuppen aus Moränenmaterial. Eine neugebaute Straße und die kräftige Erosion des Canale Cerretano W Colle Lupo weisen auf eine Moränenmächtigkeit in diesem Areal von mindestens einigen Zehnern von Metern hin.

Die Mehrzahl der im Gebiet der höchsten Erhebungen vorkommenden Seen sind pleistozäner Herkunft. Der Lago di M.Acuto und der Lago Cerretano liegen in einem Geländeknick, wo das steile Gletschernährgebiet in eine schüsselförmige Plattform mündet und wo die auskolkende Tätigkeit des Eises besonders stark war. Außer den bereits erwähnten abflußlosen, versumpfenden Grundmoränenseen mit unregelmäßigen Formen gibt es durch Moränenwälle gestaute Gewässer: Lago Padule am Passo del Cerreto und Lago di Calamone am M.Ventasso. Der abflußlose kreisrunde Lago Casarola auf der E-Schulter des M.Casarola ist höchstwahrscheinlich ein Söll.

JARANOFF, 1944, und LOSACCO, 1949, nehmen an, daß sich das Gebirge erst vor oder während der Würmvereisung über die damalige Schneegrenze hob, so daß die glazialen Strukturen aus der letzten Vereisung stammen.

2. Holozän.

a) Bergstürze und Hangschlipfe.

Jedes steilwandbildende Gestein kann unter geeigneten Bedingungen Bergstürze hervorrufen. Im Gebiet sind daran der Sandstein der Hauptkette, der Ventasso-Sandstein, die Kreidealberesegesteine und die triassischen Gipse beteiligt.

E M.Alto ist ein Teil der Sandsteinwand auf einer Schichtfläche abgerutscht und etwa 5oo m weit zu Tal gestürzt. Zwischen M.La Nuda und Scalocchio ist der 3oo x 5oo m große Bergsturz durch herabfallende Felsentürme entstanden. Die Felsentürme bilden sich durch Spalten während der Macigno-Verwitterung.

Die größte Zahl von Bergstürzen im Untersuchungsgebiet ist entstanden, indem sich tektonisch stark zerstörte Gesteinspartien ablösten: NE Vallisnera, S Vallisnera, linkes Ufer des Canale di Rovaggio bei Sassalbo, M.Alto di Busana. Der Bergsturz vom M.Alto di Busana wird in einer Grube zur Gewinnung von Bausteinen abgebaut. Teilweise ist dieser Bergsturz durch zirkulierende Calcitlösungen wieder verfestigt.

Eine Sonderstellung nehmen die Bergstürze am rechten Steilufer der Secchia E Busana ein. Die mehr als 3oo m hohen Gipswände unterliegen der chemischen Verwitterung besonders stark. Dabei schreitet die Aushöhlung hinter einer scheinbar intakten äußeren Schale schnell fort. Einbrechende Höhlen können dann den Einsturz einer ganzen Wand provozieren.

Ob das 25o x 5oo m große Blockfeld "il Maserone" NE M.La Nuda durch Abrutschen von einer Schichtfläche oder nur durch periglaziale Frostverwitterung gebildet wurde, konnte nicht sicher entschieden werden. Möglicherweise haben beide Ursachen zu seiner Entstehung beigetragen.

Die Bergstürze bei Cèccìola und gegenüber Selvanizza, beide im Enzatal, haben Ähnlichkeit mit Hangschlipfen. Die Hangneigung ist geringer, und es sind durch Feuchtigkeit plastisch gewordene Tonschiefer (die liegende Kalk-Ton-Serie bei Cèccìola) bzw. Mergel (gegenüber Sevanizza) am Abrutschen beteiligt gewesen. Beide Blockströme haben die Enza für eine zeitlang zu stauen vermocht.

Die Hangschlipfe sind an flache Schieferhänge gebunden. Da die schwächer geneigten Hänge meist bewirtschaftet oder bewohnt sind, macht sich diese Art von Bodenbewegung besonders empfindlich bemerkbar. Die Buntschieferserie in der Umgebung von Cerreto dell'Alpi neigt von allen Schieferserien am wenigsten zu Hangschlipfen.- In den Zonen der Kalk-Ton-Serie sind immer wieder kleine Hangrutschungen beobachtet worden, die aber nur bei Poviglio ein größeres Ausmaß angenommen haben. Dort ist der hangende Ponte-Bràtica-Sandstein auf der Kalk-Ton-Serie abgerutscht und hat die Ortschaft Poviglio völlig zerstört. Der Hangschlipf ist jedoch nicht auszukartieren. Eine Abgrenzung zum unbewegten Ponte-Bràtica-Sandstein ist nicht möglich, da dieser durch starke Tektonik den gleichen Zerstörungsgrad erreicht hat wie die abgeglittenen Zonen.

Die meisten Hangschlipfe haben die ohnehin sehr inhomogenen Ponte-Biòla-Schiefer geliefert. Auch hier ist die Abgrenzung nicht möglich, denn mehr oder weniger stark rutschen fast alle Hänge. Lediglich in der Umgebung von Cervarezza konnten Hangschlipfe deutlich vom Anstehenden abgetrennt werden, da abgerissene Blöcke des Campastrinosandsteins über Fremdgestein (Mergel von Nigone) gleiten.

b) Gehängeschutt und Fluviatil.

Die besten Schuttbildner sind die beiden Kreidealbereseearten und die Macignosandsteine der Hauptkette sowie des M.Ventasso. Macignoschutt ist von Moränen, die aus dem gleichen Material bestehen, schwer abzugrenzen. Die chemische Verwitterung hat in den Rauchwacken- und Gipsgebieten zahlreiche Dolinen erzeugt.

Flußschotter bis mehr als 1o m über dem Wasserspiegel bedeuten noch keine Hebung des Gebirges, sondern sie sind durch zeitweilige Stauungen des Flusses angehäuft worden. Durch Stauungen wurden im Secchiatal unterhalb von Nismozza bändertonartige Seeablagerungen gebildet. Die Bettbreite der größeren Bäche und Flüsse schwankt beträchtlich. Enza und Secchia haben am Gebietsrand auf 45o bzw. 51o m über NN 25o bis 3oo m breite Flußbetten. Bei Hochwasser

nehmen die Flüsse fast ihr gesamtes Bett ein, in jeder Trockenzeit haben sie einen anderen Verlauf.

D. TEKTONISCHER TEIL

Beim Beginn der Untersuchungen lag ein gewisses tektonisches Bild des Arbeitsgebietes durch eine ganze Reihe von älteren Beschreibungen bereits vor. Was das Untersuchungsgebiet betrifft, enthielten die älteren Vorstellungen seit Anwendung der Deckentheorie auf den Nordapennin (STEINMANN, DE LAUNAY) zwei großtektonische Einheiten: die Toskaniden II und die (allochthonen) Liguriden, und seit ELTER, 196o, wurden die Liguriden des Arbeitsgebietes in zwei verschiedene Einheiten unterteilt. Die Mehrzahl der älteren Bearbeiter des Gebietes entschied sich für eine Transportrichtung des Allochthons in Richtung auf die Poebene (ANELLI, TEICHMÜLLER, BEHRMANN, MERLA u.a.). STAUB dagegen suchte die Wurzelzone der Liguriden längs einer Linie, die im N des Arbeitsgebietes im "Miozänbecken von Castelnovo ne'Monto" verläuft. Es sollte zwischen den südlichen (alpinaustriden) "Toskiden" und den (dinarischen) "Italiden" ein gewaltiger Fächerbau entstanden sein, nach LOTTI, 1881, und nach HEIM (Glarner Doppelfalte).

Für die Diskussion über den Transportmechanismus der Liguriden hat das Untersuchungsgebiet durch viele Bearbeiter ständig neue Fakten beigetragen, seitdem ANELLI, 1915, über Diapirismus im Enzatal geschrieben hatte. ANELLI, 1923, 1935, 1938, gibt der Gravitation an Hand von Beispielen z.T. aus dem Untersuchungsgebiet größtes Gewicht bei der Gebirgsbildung (z.B. dem Abgleiten des M.Ventasso aus der Paßregion). Bei ANELLI erscheint zum ersten Mal die Vorstellung einer "ruga". MERLA, 1948, veröffentlicht in einer regionalen Arbeit ein Profil durch das Arbeitsgebiet, das als Beispiel für die Theorie der "cunei composti" (MIGLIORINI, 1948) gilt. AZZAROLI, 195o, 1955 vertieft die tektonischen Kenntnisse und schafft für das Untersuchungsgebiet eine Synthese der Vorstellungen von ANELLI und der teilweise modifizierten Theorie der "cunei composti". Für MERLA, 1957, ist die Hauptkette des Untersuchungsgebietes die 4.tektonische Runzel (ruga).

Parallel zu den neuerarbeiteten stratigraphischen Unterlagen und auf Grund der neuen tektonischen Beobachtungen ergaben sich im Laufe der Untersuchungen von 1959 bis 1963 tektonische Vorstellungen, die im Wesentlichen von denen der älteren Autoren abweichen.

I. Der Sattel von Cerreto.

Im Arbeitsgebiet beträgt die flächenmäßige Ausdehnung des Sattels von Cerreto 2 x 4 km. AZZAROLI, 1950, vereinigte ihn mit der Struktur des M.Cavalbianco. Ließen sich jedoch beide Elemente während der Kartierung schon stratigraphisch nicht miteinander verbinden, so zeigt ein Blick auf die tektonische Karte, daß der M.Cavalbianco hinter bzw. auf dem Sattel von Cerreto liegt. Die Fortsetzung liegt in Wirklichkeit im Sattel des Rio Rassèndola bei Le Vaglie und des Torrente Ozola S Ligonchio. Hier wie dort gibt es im Hangenden die gleichen charakteristischen schwarzen Konglomeratserien. Die Breite der Struktur ist an allen Stellen etwa gleich.

Von der Straße über der Secchiaschlucht N Cerreto hat man einen ausgezeichneten Blick in die Struktur, die auf den ersten Blick eine sehr flache Verbiegung zu sein scheint. Im Bachanschnitt im N sind jedoch deutliche Steilstellungen bis zum saigeren Einfallen beobachtet worden. Das deutet auf ein sattelartiges Umbiegen im N hin. In der Fortsetzung der Struktur nach SE in den Bächen bei Ligonchio und Le Vaglie ist die Umbiegung und Überkippung sehr gut aufgeschlossen. Es handelt sich also um einen liegenden nordostvergenten Sattel, der dem Sattel der Hauptkette etwa parallel vorgelagert ist und mindestens 12 km weit nach SE verfolgt werden kann.

Der Unterschied zwischen dem Sattel von Cerreto und dem Element des M.Cavalbianco wird noch unterstrichen durch zwei Diagramme (IV und V auf der Tektonischen Übersichtskarte), in denen die Schichflächenpole aus 47 bzw. 36 Messungen im Schmidt'schen Netz aufgetragen sind. Die Messungen streuen kaum und fügen sich sehr gut zu gürtelarti-

ger Anordnung zusammen. Die so konstruierten Sattelachsen ergeben für den Sattel von Cerreto ein Streichen von 131° und ein Eintauchen nach NW mit 8°. Der Sattel des M.Cavalbianco dagegen streicht 1oo° und fällt mit 8° nach SE ein. Beide Elemente lassen sich also auch nicht tektonisch miteinander verbinden. Zwischen ihnen liegt die Überschiebungsbahn der Toskaniden II (Hauptkette) und nicht ein "System von Transversalstörungen" (AZZAROLI, 195o).

Welche großtektonische Stellung der Sattel von Cerreto zwischen der emilianischen Ventassoserie und der Serie der Hauptkette einnimmt, bleibt noch unklar. Auch in der Provinz Parma in der Nähe des Passo della Cisa haben die Toskaniden II ein autochthones Element überfahren (Sandstein von Pràcchiola, GOLDBERG, 1964). In tektonischer Hinsicht gleichen sich also beide Vorkommen. Auch in der Stratigraphie bieten sich evtl. Anknüpfungspunkte. Das Liegendste des Sattels von Cerreto und des Sandsteins von Pràcchiola ist jedoch nicht bekannt. Die Vorkommen sind jeweils die autochthonsten Elemente ihrer Umgebung. Der Vergleich mit dem Autochthon der Apuaner Alpen, den Toskaniden I, drängt sich auf. Auch dort handelt es sich um einen "Macigno" von oligozänem Alter. Es ist gut möglich, daß die Toskaniden I bzw. ein ihnen entsprechendes Element hier in einer ähnlichen tektonischen Position zum Vorschein kommen.

II. Zur Tektonik der tertiären Emilianiden (Serie des M.Ventasso).

Die besondere stratigraphische Ausbildung der Serie des M. Ventasso hat eine einzigartige Falten- und Schuppentektonik geprägt. Schon darin manifestiert sich ein deutlicher Unterschied zur "schwerfälligen" Verbiegung der Toskaniden II und des Sattels von Cerreto.

Die Abfolge am M.Ventasso zerfällt grob in drei tektonische Niveaus: Im Hangenden mit relativ dickbankigen Sandsteinen eine mehr kompetente Zone, die auch in die Pilzfalte einbezogen ist; in der Mitte ein schuppenbildendes Niveau; im Liegenden mehr inkompetente Gesteine, die sich meist diapi-

risch verhalten.

Der Schuppenbau der Ventassoserie ist fächerförmig angelegt: an der Grenze zu den tertiären Liguriden sind die Falten- und Schuppenstrukturen gegen NW gerichtet und streichen mit etwa 44°. In der Gegend von Busana herrscht SE-Vergenz vor, mit einer Streichrichtung von etwa 5o°. Zwischen den Gipfeln des M.Ventasso und des M.Groppo schließt sich der Fächer unter einer großen zweiseitigen pilzförmigen Falte (Profil 11).

Das verschuppte Niveau befindet sich zwischen der Grenze Ponte-Bióla-Schiefer - rote Schiefer von Marmoreto und der Grenze zwischen dem dünn- und dickbankigen Sandstein des M.Ventasso. Die Breite der einzelnen Schuppen wechselt sehr rasch und richtet sich meist nach der Breite der Sättel und Mulden, die wiederum davon abhängig ist, ob der Sandstein samt den grauen Mergeln von Marmoreto an der Obergrenze oder an der Untergrenze der roten Schiefer von Marmoreto abgeschert worden ist. Manchmal haben sich auch noch die obersten sandigeren Zonen der Ponte-Bióla-Schiefer an der Faltung beteiligt (Profil 1o in der Gegend "Orsarecce" und Profil 11 unter der Höhe 1425 m), so daß die Strukturen noch etwas breiter wurden.

Gewöhnlich verhalten sich die Ponte-Bióla-Schiefer als inkompetente Massen und machen sich entweder als Diapire weitgehend selbständig, die die Schuppen durchspießen, oder sie werden von den einzelnen Schuppen mitgerissen und eingeschuppt. Bereits TEICHMÜLLER, 1935, und BEHRMANN, 1936, beschrieben vom M.Groppo einen ESE-vergenten Schuppenbau mit zwischengelagerten Schiefern, die sie aber noch für mesozoische (ligurische) "Argilloscisti" hielten. Sie sollten als ligurische Decke über dem Sandstein gelegen haben und dann eingeschuppt worden sein. Durch die stratigraphischen Untersuchungen in der vorliegenden Arbeit ist jedoch bekannt, daß die Schiefer das Normalliegende des Sandsteins sind und jeweils in den Sattelkernen anstehen.

TEICHMÜLLER, 1935, schreibt: "Am M.Ventasso.... folgt fast jeder Schubbahn ein Gips, wie die Aufschlüsse in den tiefen

Seitentälern der Secchia zeigen". Das hat sich bei der eingehenden Geländearbeit nicht bestätigen lassen. In keinem Fall sind Triasdiapire auf einer Schuppenbahn beobachtet worden, sie kommen erwartungsgemäß lediglich in Dehnungsstörungen vor, z.B. auch dort, wo diagonale Seitenverschiebungen ihren maximal horizontalen Schub verlieren und in Abschiebungen übergehen (bei Nismozza und NE Vallisnera).

Die auffälligste Erscheinung am M.Ventasso ist, daß die Streichrichtung der Falten und Schuppen nicht apenninisch, sondern etwa in SW-NE - Richtung verläuft(s. dazu die Diagramme II und III auf der Tektonischen Übersichtskarte im Anhang). Damit ergibt sich zur Streichrichtung des Sattels von Cerreto bis fast 90° und zur Hauptkette etwa 70° Abweichung. In der Fortsetzung der Einheit des M.Ventasso nach SE ist schon nach etwa 10 km Entfernung in der Gegend des M.Cusna nur noch ein recht schwacher Unterschied zum allgemeinen Nordapenninstreichen feststellbar. Am M.Cusna bildet die Serie eine NE-vergente liegende Falte analog zu den liegenden Falten des Cerretosattels und der Hauptkette. Der Grund für die starke Abweichung der Streichrichtung muß folglich im bearbeiteten Gebiet selbst gesucht werden.

BEHRMANN, 1936, brachte den SE-vergenten Schuppenbau mit der Umrahmung eines Deckenfensters im Enzatal in Zusammenhang. Durch die stratigraphischen Untersuchungen hat sich aber erwiesen, daß die Kalk-Ton-Serie und der Kalk von Groppo-Vèscovo (Tertiäralberese) nicht zu den Toskaniden II gehören, sondern ein allochthones liguridisches Element sind. Sie liegen tektonisch über den Toskaniden II und über der Ventassoserie. Das heißt, im Enzatal liegt kein Deckenfenster vor.- Wie ist nun das Umschwenken der Streichrichtung zu deuten ? Auf den ersten Blick bieten sich mehrere Lösungen an:

1) Wir könnten uns hier in der Nähe vom primären Ende des Ablagerungsbereiches der Ventassoserie befinden, was zu Änderungen der Streichrichtung hätte Anlaß sein können.

2) Die NE-streichenden Strukturen sind in Form einer bogenförmigen Linie gedanklich direkt mit dem M.Cusna zu verbinden. Das M.Ventasso - M.Cusna - Element fand im bearbeiteten

Gebiet ein Widerlager, das es zum Umschwenken gezwungen hat. Als "Widerlager" kämen evtl. die allochthone Gleitmasse der Liguriden im NW und auch die gewaltigen Triasdiapire im Secchiatal in Betracht.

3) Die liegende Falte hat sich ins Untersuchungsgebiet ohne Komplikationen hinein fortgesetzt, bis sie am M.Ventasso so stark nach NW einzufallen begann, daß quer zur B-Achse ein ausgeprägter Falten - und Schuppenbau entstand.

Keine der drei Lösungen hält einer genaueren Untersuchung stand. Es gibt in der stratigraphischen Abfolge der Ventassoserie keine Hinweise auf ein nahes "Trogende", wenn man die für viele Flyschgesteine und für die Ventassoserie, mindestens über 4o km weit nach SE zu verfolgende, besonders unruhige Schüttung nicht als solche Hinweise deuten will.- Was das Widerlager betrifft, so haben die Aufschlüsse im Untersuchungsgebiet immer wieder gezeigt, daß die diapirische Trias, außer als Abscherungshorizont, nicht dazu imstande ist, auf die Bildung von Falten und Schuppen aktiv einzuwirken. Die Gipse und brekziösen Rauchwacken sind das unkompetenteste Schichtglied überhaupt. Aus dem gleichen Grunde kommen auch nicht die tertiären Liguriden als Widerlager in Frage: W des M.Ventasso hat die Mulde der Groppo Vèscovo-Kalke in der Punta di Salteria die gleiche Streichrichtung wie die Ventassoserie. Es scheint eher umgekehrt der Fall zu sein, daß die Faltenachsen der tertiären Liguriden durch den Einfluß der immer noch kompetenteren Ventassoserie entstanden sind.

Es bleibt das Argument einer Verschuppung quer zur B-Achse übrig, als Folge eines starken B-Achseneintauchens. Wenn sich die liegende Falte des M.Cusna ins Untersuchungsgebiet hinein fortgesetzt hätte, müßte sich das im Gelände und an Hand der Meßwerte in den Diagrammen II und III auf der Tektonischen Karte zumindest als Rudiment bemerkbar gemacht haben. Die Durchstoßpunkte der Schichtflächenpole liegen jedoch in sehr regelmäßiger Gürtelanordnung, für die Achsen mit 44/15°W und 5o/o° gemessen werden. Das spricht nicht für eine überprägte liegende Falte von apenninischem Strei-

chen. Soweit aus den Beobachtungen im bearbeiteten Gebiet und in der Umgebung bekannt wurde, tauchen die Faltenachsen nicht so stark ab, daß sie hätten gefaltet und verschuppt werden können wie am M.Ventasso. Zudem zeigen W des M.Ventasso, dort wo die Einheit unter das Allochthon zu tauchen beginnt, mindestens drei Schuppen gegensätzliche Vergenz, d.h. nach NW.

Aber gerade die wechselnde Vergenz sowie die Unmöglichkeit einer direkten Verbindung der Strukturen zum M.Cusna lassen die Lösung des Problems in einer ganz anderen Richtung suchen. Die stratigraphischen Gegebenheiten, d.h. die grobe Zweiteilung in liegende inkompetente und hangende kompetentere Schichtglieder, müssen dabei gebührend berücksichtigt werden: Die kompetenten Schichten sind abgeschert worden und haben sich auf ihrer inkompetenten Unterlage selbständig gemacht und, unabhängig von ihr, mehr oder weniger stark verfaltet und verschuppt. Dabei hat das allgemeine Abtauchen der Ventasso-Einheit nach NW die Streichrichtung der Schuppen von SW nach NE zwar begünstigt, aber sicher nicht verursacht.

Am Rand zum Cerretosattel besitzen die Strukturen der Ventassoserie bereits eine andere Streichrichtung, weil sie der starre Sattel von Cerreto hier in seine eigene Streichrichtung zwang. Keine der Falten oder Schuppen der Ventassoserie lassen sich über mehr als 3 km weit verfolgen. Sie werden dann von der inkompetenten Unterlage eingehüllt. Die kompetenten Schichtglieder machen oft den Eindruck, als würden sie exotisch in der Unterlage oder allochthon auf ihr schwimmen. Deshalb hielten auch ANELLI, 1935, MERLA, 1948, und AZZAROLI, 1950, den Sandstein des M.Ventasso samt den grauen Mergeln und roten Schiefern von Marmoreto für einen orogenen Bergsturz, der, von der Gegend des Passo del Cerreto her, über die Schieferserien nach NE gerutscht sei.- Für einen Bauplan mit verschiedener Tektonik im Hangenden und im Liegenden, der im Apennin häufig vorkommt, hat M. RICHTER, 1963, den Begriff Scherbentektonik geprägt. Er läßt sich auf den M.Ventasso gut anwenden.

In großtektonischer Hinsicht bildet die Ventassoserie ein Halbfenster, das sich nur im SE über den M.Cusna hinaus weiterverfolgen läßt. Im NE (außerhalb des Gebietes) wird das Element durch die emilianischen Kreideserien, im SW durch die Toskaniden II und den Sattel von Cerreto und im NW durch die tertiären Liguriden begrenzt. Zwei winzige tektonische Fenster in der ligurischen Kalk-Ton-Serie zwischen Succiso und Valbona, wo noch einmal graue Mergel von Marmoreto erscheinen, sind die letzten Vorkommen der Ventassoserie in westlicher Richtung überhaupt.

III. Zur Tektonik der Toskaniden II (Serie der Hauptkette).

Das markanteste Sediment der Toskaniden II, der Sandstein der Hauptkette (Macigno), hat dank seiner großen Mächtigkeit und der Kompetenz seiner Schichten das tektonische Erscheinungsbild der Toskaniden II entscheidend beeinflußt. Alle anderen Schichtglieder, ausgenommen die diapirische Trias, ordnen sich der Faltung des Macignosandsteins unter. Die Beschreibung der Tektonik der Toskaniden II wird deshalb besonders eine Beschreibung der Macignotektonik sein.

Aus den Darstellungen der älteren Autoren und aus den vorgenommenen Untersuchungen erwachsen zwei Hauptprobleme: 1) Die Stellung des M.Cavalbianco zwischen Sattel von Cerreto und den Toskaniden II und 2) die Beschreibung der liegenden Falte der Toskaniden II als Gesamtheit. Dabei soll auf das von MERLA, 1948, und AZZAROLI, 1950 und 1955, speziell hervorgehobene Schema der "cunei composti" erst im Abschnitt über die Störungen eingegangen werden.

1. Die Stellung des M.Cavalbianco.

Bereits im Abschnitt über den Sattel von Cerreto wurde das Verhältnis von M.Cavalbianco und Cerretosattel berührt. Hielt AZZAROLI, 1950 und 1955, den M.Cavalbianco für eine Monoklinale und die Cerretoantiklinale für seine Fortsetzung, so stellte sich im Laufe der Kartierung heraus, daß die Überkippung des Sandsteins der Toskaniden II an der

Nordflanke des M.Cavalbianco nicht lokal ist, sondern parallel dem Cerretosattel über mehr als 2 km weit zu verfolgen ist. Damit verbot sich eine direkte Verbindung, auch nicht durch Transversalstörungen wie bei AZZAROLI, 1950. Die überkippten Schichten des M.Cavalbianco vereinigen sich mit den saigeren Meßpunkten aus den Bächen der W-Flanke zu einem gewaltigen liegenden Sattel. Der Sattel liegt hinter (westlich) und über dem Sattel von Cerreto (s.Profil 20). Zwischen beiden Elementen sind Kalk-Ton-Serie und Tertiäralberese sowie Buntschieferserie überfahren. Im unteren Rio di Cavursella kommen die überfahrenen Buntschiefer auf einer Abschiebung gemeinsam mit diapirischer Trias wieder zum Vorschein. Die Diagramme IV und V, die klarsten ihrer Art auf der ganzen tektonischen Karte, zeigen für die Achse des Cerretosattels 131/8° NW und für die Sattelachse des M.Cavalbianco 100/8° SE an. Die Sättel laufen aneinander vorbei und haben tektonisch nichts miteinander zu tun. Damit liegt im M.Cavalbianco selbst die Fortsetzung der Stirnfalte der Toskaniden II.

Die Kartierung ergab in der Fortsetzung nach SW eine einfache Verbindung zum Massiv des M.La Nuda ohne Einschuppung von "Argille scagliose" (AZZAROLI, 1950) im Valle di Cavursella, die bei der Entstehung der vorgelagerten "ruga tettonica" des M.Cavalbianco entstanden sein sollte. Es liegen lediglich mehrere Abschiebungen mit starkem Versatz und Verstellungen der abgesunkenen Schollen vor, die am Passo di Cavursella und am M.Ischia liguridische Tertiärklippen in grabenartigen Strukturen vor restloser Abtragung geschützt haben (s. Profile 20 und 21). Den Zusammenhang zwischen M.Cavalbianco und Massiv des M. La Nuda unterstreichen die Diagramme V und VI mit sehr ähnlichen Sattelachsenstellungen von 100/8° SE (aus 36 Messungen vom M.Cavalbianco) und 115/10° SE (aus 46 Messungen am Massiv des M.La Nuda).

2. Die liegende Falte der Toskaniden II

Die vom M.Orsaro am Passo della Cisa über 1oo km weit nach SE zu verfolgende Stirnfalte der Toskaniden II durchquert den Südteil des Kartierungsgebietes und baut zu beiden Seiten des Passo del Cerreto die höchsten Gipfel auf. Die Struktur wurde erstmalig von ANELLI im Untersuchungsgebiet als liegende Falte erkannt. ANELLI bezog auch schon den M. Cavalbianco mit ein und suchte die Überschiebungsbahn der Toskaniden II an der Nordflanke des M.Cavalbianco. Das ließ sich in der vorliegenden Arbeit wieder bestätigen. Welche großtektonische Stellung die liegende Falte im Bau des Nordapennin hat, kann im bearbeiteten Gebiet nicht entschieden werden. Für die Pisaner Geologen, die eine toskanische Decke annehmen, die sich über die schwach metamorphe Kuppel der Toskaniden I in den Apuaner Alpen gelegt haben sollte, war die Falte eine Deckenstirn. Es ist dagegen auch denkbar, daß die hier vorliegenden Toskaniden II nur parautochthon aus der Gegend N der Apuaner Alpen, d.h. aus der Lunigiana-Garfagnana her zu beziehen sind und dann als liegende Falte bzw.Schuppe ein Stück nach NE überschoben wurden. Entsprechende Untersuchungen sind seitens des Geologischen Institutes der Freien Universität Berlin in den Apuaner Alpen im Gange.

Im Kartierungsgebiet bieten sich die Toskaniden II als ein bis 8 km breiter, nach SW und NE fallender, z.T. leicht gewellter (Giogo di Vendaso) Rücken dar, dessen Umbiegung und Überkippung nur am äußersten NE-Rand sichtbar wird, wie am M.Casarola und M.Cavalbianco. Im Profil läßt sich ein riesiger hangender Schenkel einer liegenden Falte konstruieren (Profile 1+3, 14, 2o+21). Es sind nur wenige diagonale Seitenverschiebungen beobachtet worden. Am Castello di Comano versetzt eine diagonale Seitenverschiebung den Macigno um einige 1oo m. NW der Alpe di Succiso erreicht der Verschiebungsbetrag nur wenige Zehner von Metern. Die nordwestliche Abschiebung des Grabens in der Paßregion, von AZZAROLI, 195o, "faglia dell'Ospedalaccio" genannt, ist wahrscheinlich ursprünglich als diagonale Seitenverschiebung angelegt

worden, die das Massiv der Alpe di Succiso um etwa 1,5 km weit nach N verschob.

Die längenmäßige Ausdehnung der liegenden Falte beträgt im Untersuchungsgebiet etwa 15 km. Die Struktur zeigt im Gelände eine deutliche Faltenachsenkulmination über dem Bereich des Passo del Cerreto. Das wird im NW deutlich durch das umlaufende Streichen der Scaglia rossa bei Camporàghena und im SE durch die untertauchenden mesozoischen Kerne am Canale di Rovaggio und desgleichen im T.Riarbero. Diese Faltenachsenkulmination ist von STAUB, 1932, erkannt worden. AZZAROLI, 1950, erwähnte das gegensätzliche Einfallen beider Sattelachsenabschnitte, und er sah durch diese Erscheinung die Triasdiapire unter Umständen begünstigt. Die auf der Tektonischen Übersichtskarte dargestellten Diagramme V, VI, VII der auf Schmidt'sche Netze aufgetragenen Schichtflächenpole erlauben zum ersten Mal eine genauere Aussage über den Verbiegungsbetrag der B-Achse in diesem Apenninabschnitt. Dabei ergab sich für den gesamten NW-Abschnitt der liegenden Falte (Castello di Comano, M.Acuto, Alpe di Succiso und M.Casarola) aus 60 Messungen im Diagramm VII ein mittleres Streichen der Sattelachsen von 120° und ein Einfallen von 7° nach NW. Demgegenüber stehen die Diagramme V und VI (Giogo di Vendaso, M.La Nuda, M.Cavalbianco), die 100/8° SE bzw. 115/10° SE zeigen. Die Faltenachsenkulmination hat Dehnungsstörungen begünstigt, und dadurch wurden nach Ansicht des Verf. zwei Erscheinungen verursacht: Erstens der Grabenbau in der Paßregion und zweitens die Konzentration der diapirischen Trias auf dieser Linie.

Der Sattelkern der liegenden Falte ist bei Camporàghena, am Canale di Rovaggio und zwischen M.Maccagnina und Passo del Lupo entblößt. Das wurde noch durch Dehnungsstörungen begünstigt, die z.B. bei Torsana Macigno direkt neben Scaglia rossa gelegt haben. Die verschiedenen mesozoischen Schichtglieder im Sattelkern bis einschließlich der Rovaggiomergel zeigen im Gegensatz zum Macigno, der durch seine große Mächtigkeit mit Scherung auf Schichtflächen einer großräumigen Biegetektonik unterworfen war, einen anderen

Beanspruchungsbauplan.

Soweit aus den kleinen Aufschlüssen ersichtlich ist, haben sich die Jurakalke als starre Blöcke verhalten und wurden mehr oder weniger stark zerschert. Die Scaglia rossa mit hundertfachem Wechsel von kompetenten und inkompetenten Schichten ist ein idealer Horizont zur Bildung von Kleinfalten mit Amplituden von 1 bis 3 m, wie z.B. im Canale di Rovaggio. Die Falten sind oft außerordentlich zerknäult und voneinander abgeschert. Manchmal kommt Boudinage vor. Eine bestimmte Schicht läßt sich in diesem Gewirre von Falten fast nie über größere Entfernungen verfolgen. Die Rovaggiomergel sind intensiv zerschert worden. Dadurch ist die primär nur undeutlich abgebildete Schichtung oft völlig verwischt. Die Schieferungsebenen liegen ganz flach, etwa parallel zur Hauptfaltenachsenebene.

IV. Tektonik der tertiären Liguriden.

Obwohl die tertiären Liguriden flächenmäßig das weitestverbreitete Element im Kartierungsgebiet sind, haben sie keine großtektonischen Strukturen erkennen lassen, die sich über größere Entfernungen zu bestimmten Einheiten zusammenschliessen. Die anscheinend ruhige Anordnung auf der Tektonischen Übersichtskarte täuscht, sie ist in Wirklichkeit eher ein "Zuviel" an Tektonik.

Das tektonische Bild wird vollkommen von der überwiegenden Masse inkompetenter Gesteine beherrscht: unter und über den Kalken von Groppo Vèscovo: die Kalk-Ton-Serie; unter dem Sandstein des M.Campastrino: der leicht verfaltbare Ponte-Brâtica-Sandstein und an der Grenze von beiden: wieder Schiefer. Von den 900 bis 1100 m Gesamtmächtigkeit sind weit über die Hälfte leicht verfaltbar und zerscherbar. Nur einzelne massigere Niveaus der Kalke von Groppo Vèscovo und der dickbankige Sandstein vom M.Campastrino verhalten sich kompetent.

Aus den Schiefergebieten im Enzatal beschrieb schon ANELLI, 1915, Diapirtektonik. SACCO, 1932, wies, wie schon ROVERETO, 1922, aus anderen Gebieten, erneut auf die Plastizität der

damals noch sogenannten "Argille scagliose" hin und erwähnt diapirische Intrusionen, Pseudogänge und Injektionen im hier beschriebenen Gebiet. Die Kalk-Ton-Serie und der Ponte-Brätica-Sandstein bieten eine Fülle von Kleintektonik, auf die im Rahmen dieser Arbeit nur hingewiesen werden kann.

Die kompetenten Schichtglieder passen sich entweder an ihre Umgebung an, wie z.B. die Mulde der Groppo-Vèscovo-Kalke parallel zu den Falten- und Schuppenstrukturen des M.Ventasso, oder sie verhalten sich als selbständige starre Massen, wie die Sandsteine des M.Campastrino. Daß die Tektonik des M.Ventasso den darüberliegenden Campastrinosandstein nicht beeinflußt hat, kommt in den Diagrammen I, II und III auf der Tektonischen Übersichtskarte zum Ausdruck. Das Sammeldiagramm I, das 19 Schichtflächenpole vom Fosso del Mannarosso bis E des M.Campastrino einbezieht, weicht mit 87/1o° E deutlich ab von den Werten aus der Ventassoserie mit 44/15° SW und 5o/o°.

Der Sandstein des M.Campastrino hat im Fosso del Mannarosso mehrere NNW-vergente, fast liegende Mulden und Sättel geschaffen (Profil 7). Am M.Campastrino selbst ist das Gestein nur schwach verbogen. Hier kommen mehrere Abschiebungen vor. Die E-Wand des M.Campastrino besteht aus einer einzigen, leicht gewellten Abschiebungsfläche, die etwa 35° streicht und mit etwa 4o° SE einfällt. Es sind ausgezeichnet mehrere Generationen von Harnischen zu beobachten, in die mitgerissene Konglomerate tiefe Bahnen geritzt haben. Eine Striemung unmittelbar auf dem Felsen verläuft diagonal über die Wand, sie zeigt (wie bei einer diagonalen Seitenverschiebung) seitlichen Versatz. Eine andere Generation innerhalb des Mylonits zeigt nur noch Vertikalbewegung. Der absolute Verschiebungsbetrag läßt sich nicht genau angeben, da die abgerutschte Scholle schlecht aufgeschlossen ist. Die Harnischfläche ist fast 2oo m hoch.

In großtektonischer Hinsicht bilden die tertiären Emilianiden das erste allochthone Element über den Toskaniden II und der Ventassoserie. SE des Passo di Lagastrello (außerhalb des Kartierungsgebietes) steht auf dem Macigno der Haupt-

kette eine Klippe von Kalk-Ton-Serie und Groppo-Vèscovo-Kalk an. In der SE-Ecke des Gebietes am M.Ischia und am Passo di Cavursella sind Klippen der gleichen Gesteine in tektonisch ähnlicher Position wie am Passo di Lagastrello erhalten (Profile 2o und 21). Am N-Abhang des M.Cavalbianco wird deutlich, wie die allochthone Bedeckung in die Faltenlegung der Toskaniden II einbezogen wurde. Hier sind an der Sattelumbiegung ebenfalls Kalk-Ton-Serie und Groppo-Vèscovo-Kalke erhalten (Profil 21). Die Toskaniden haben in einem letzten Akt die tertiären Liguriden schließlich überfahren, und die Kalk-Ton-Serie ist von unten auf Abschiebungen aufgepreßt, wie z.B. am M.Casarola (Profil 14).

Auch die allochthone Überlagerung der Ventassoserie ist sehr deutlich, da alle Gesteine unter die Liguriden abtauchen. W des M.Campastrino werden tektonisch stark beanspruchte Gesteine der Ventassoserie vom Campastrinosandstein einfach abgeschnitten(Profil 9). Die allochthone Bedeckung der Ventassoserie durch die tertiären Liguriden wird weiterhin durch zwei kleine Fenster zwischen Succiso und Valbona deutlich, wo noch einmal graue Mergel von Marmoreto erscheinen.

Der Transportmechanismus der hochplastischen Liguriden hat den Apenningeologen schon seit jeher Kopfzerbrechen bereitet, besonders weil die Gesteine der tertiären Liguriden pauschal in eine bis zum Rand der Poebene reichende Ophiolithdecke eingeordnet wurden und die allochthone Masse dadurch gewaltige Abmessungen hatte. Die letzten Aufschlüsse von Tertiärliguriden befinden sich im Kartierungsgebiet in der Umgebung der Ortschaften Ramiseto und Cervarezza. Dann werden sie von den mehr oder weniger autochthonen emilianischen Kreideserien überdeckt. Soweit aus Begehungen in die nordöstlichen Anschlußgebiete und von Aufschlüssen längs der Straßen in Richtung Poebene festgestellt werden konnte, treten tertiäre Liguriden nirgends mehr im NE auf. Nimmt man ungefähr an der Linie Nigone - Cervarezza das primäre Ende der allochthonen Tertiärliguriden an, ergibt sich ein weit geringerer Verschiebungsbetrag.

Die beinahe regellose Verteilung der kompetenten Schichtglieder in den inkompetenten Massen hat ihren Grund in der stratigraphischen Anordnung, ist durch die Tektonik aber erst zum Ausdruck gebracht worden. Die weitgehende Uneinheitlichkeit in der Abfolge, wie sie heute vorliegt, läßt an ein Zerreißen und inhomogenes gravitatives Abgleiten denken, fast in Form von Bergstürzen. Das erklärt auch, warum die jüngsten, d.h. aber auch die Starrsten Serien (Sandstein des M.Campastrino) am weitesten nach N verfrachtet sind. Wie aus weiter unten gemachten Ausführungen hervorgeht, kommen für den Transportmechanismus jedoch keine "rughe tettoniche" in Frage, die vom Bautyp der 4.MERLA-schen Ruga (Hauptkette sind.

V. Tektonik der kretazischen Liguriden.

Ligurische Kreidegesteine, hauptsächlich Buntschieferserie und Kalk-Mergel-Flysch, sogenannter Kreidealberese vom Typ M.Caio, kommen zwischen Succiso und Castagneto im Enzatal sowie zwischen Comano und dem Sattel von Cerreto vor. Sie liegen in allen Fällen als letzte allochthone Einheit auf ihrer jeweiligen Unterlage.

In der SW-Ecke des Untersuchungsgebietes liegen die kretazischen Liguriden direkt auf dem Macigno der Toskaniden II. Von den tertiären Liguriden ist nichts zu bemerken. Für diese Erscheinung kommen zwei Möglichkeiten in Betracht: Entweder die tertiären Liguriden sind von der folgenden allochthonen Gleitmasse, d.h. von den kretazischen Liguriden, vom Macigno abgehobelt worden, oder sie hatten die Toskaniden II schon von Anfang an nicht an allen Seiten bedeckt. Wenn man den inhomogenen bergrutschartigen Transportmechanismus der tertiären Liguriden in Rechnung stellt, ist die Möglichkeit, daß die kretazischen Liguriden an manchen Stellen als erste und einzige allochthone Einheit auf den Toskaniden liegen, vorzuziehen.

Diese Ansicht wird noch durch die Verhältnisse am Sattel von Cerreto gestützt: In den Aufschlüssen oberhalb der Secchiaschlucht schneidet die Überschiebung der Buntschieferserie die Sedimentation des Sandsteins von Cerreto mit

einer Überschiebungsbrekzie ab. Über der fast überall zu verfolgenden, etwa 80 cm mächtigen letzten Sandsteinschicht des Cerretosandsteins liegt eine bis 0,5 m mächtige Lage eines feinkörnigen Mylonits mit 1 bis 5 mm großen eckigen Kalkbröckchen, Schiefermaterial und Serpentinschutt und viel Brauneisen. Die Lage hat eine gewiße Ähnlichkeit mit gewißen Blöcken der polygenen Brekzie S Fòrnolo. Darüber setzen ziemlich unvermittelt größere Bruchstücke ein, bis Faust- und Kopfgröße. Sie bilden eine 2 bis 3 m mächtige Mylonitschicht. Diese geht kontinuierlich in Buntschiefer von der herkömmlichen Beschaffenheit über: zerscherte Schiefertone mit Kalkboudins. Die Überschiebung über den Sandstein von Cerreto hat zwar die letzte Sandsteinbank z.T. verkantet und aus dem Schichtverband gerissen, aber in den Mylonit eingearbeitete und verschleppte Sandsteinblöcke sind nicht gefunden worden. Den Aufschlüssen nach zeigt die besagte oberste Sandsteinschicht keine Erosionsspuren, und die Überschiebung ging auf ein- und derselben Schichtfläche vonstatten. Das spricht für einen untermeerischen Transport der Gleitmasse und beweist auch, daß die Buntschieferserie über dem Sattel von Cerreto die erste allochthone Gleitmasse ist.

Eine andere Deutung der Buntschieferserie über dem Sattel von Cerreto wäre, sie möglicherweise auch ins Liegende der Ventassoeinheit zu stellen und sie vom übrigen Ligurikum zu trennen. In diesem Falle wären die Buntschiefer über dem Cerretosattel ein Olisthostrom. Dagegen spricht jedoch der Geländebefund. In dem zwar schlecht aufgeschlossenen Gebiet wurden keine Schiefer gefunden, die sich eindeutig als Einschlüsse von Ponte-Bìola-Schiefern erwiesen hätten. Auch die zahlreichen Faunen waren eindeutig kretazisch.

Die ligurischen Kreideaufschlüsse im Enzatal stehen im Gegensatz zu den Vorkommen bei Comano und in der Region des Cerretopasses (M.Cunella, Ospedalaccio, M.Zuccalona). Bei Comano und am Cerretopaß besteht noch ein ziemlich gut erhaltenes Buntschiefer - Oberkreidealbereseprofil und am Cerretosattel tritt allein Buntschieferserie auf.

Im Enzatal dagegen kommen nur mächtige schwachverbogene Albereseplatten vor, ohne Buntschiefer im Liegenden. Sie sind die am weitesten zum Außenrand des Gebirges hin verfrachteten Oberkreidealbereseaufschlüsse des Gebietes, d. h. ihr Transportweg war länger als der der südlichen Vorkommen. Dadurch sind sie von ihrer inkompetenten Unterlage, den Buntschiefern, abgeschert und haben nur manchmal noch (die im südlichen Gebietsteil ebenfalls vorkommende) polygene Brekzie mitgerissen.

Die bis 400 m mächtigen Kreidealbereseplatten legten sich diskordant über alle Schichtglieder der tertiären Liguriden und schneiden tektonische Strukturen rigoros ab (s.Profile 3 und 5). Die Granitklippen auf den tertiären Liguriden bei Lùgolo und Castagneto beweisen, daß die Albereseschollen ursprünglich eine größere Ausdehnung hatten. Deshalb ist im Enzatal aber noch keine geschlossene Ophiolithdecke anzunehmen, wie es z.B. BEHRMANN, 1936, tut, da es sich ja nur um abgescherte Kalkplatten handelt, die auf einer fremden Unterlage schwimmen. Damit ist auch aus dieser Sicht her die Vorstellung eines gewaltigen tektonischen Fensters vom Parma- bis zum Enzatal hinfällig geworden, das BEHRMANN aus dem Vorhandensein einzelner Kreidealbereseschollen und aus "Argilloscisti" konstruierte (die sich während der Kartierung als Kalk-Ton-Serie, d.h. als tertiäre Liguriden, herausstellten).

Zusammenfassend ergibt sich also auch für die kretazischen Liguriden das Bild einer disharmonischen Tektonik, was mit RICHTER, 1963, einer "Scherbentektonik" gleichkommt. Während die inkompetenten Buntschiefermassen entweder mit oder ohne Alberesedach sich als allochthone Gleitmasse in ähnlicher Weise "fortgewälzt" haben wie die meist inkompetenten Serien der tertiären Liguriden, sind die starren Kreidealbereseplatten im Enzatal als losgelöste Schollen gewandert und haben sich nicht verfaltet, sondern nur leicht verbogen.

VI. Tektonik der kretazischen Emilianiden.

Die häufigen Ophiolithvorkommen und die Calpionellenkalkblöcke am NE-Rand des Gebietes waren seit Übertragung der Deckentheorie auf das Gebiet für alle älteren Bearbeiter bis PIERI, 1961, willkommene Beweise für eine ligurische Ophiolithdecke. Durch die neuen Untersuchungen und im Vergleich zu den übrigen Kreideserien des Gebietes wurde in Anlehnung an MONTANARO-GALLITELLI, 1958; SAMES, 1963; LOESCHKE, 1964; G.RICHTER, 1964, im NE ein emilianisches parautochthones Kreidesedimentationsgebiet angenommen. Für die Abtrennung der kretazischen Emilianiden von den kretazischen Liguriden waren hauptsächlich stratigraphische Gründe ausschlaggebend.

In tektonischer Hinsicht ist interessant, daß in den kretazischen Emilianiden des Untersuchungsgebietes nur ausgeprägte S-Vergenz von Falten und Schuppen vorkommt, d.h. gegensätzlich zur üblichen Überschiebungsrichtung und Faltenvergenz. Die Falten haben Amplituden von mehreren 1oo Metern und sind im Gelände nicht als Ganzes sichtbar. Sie konnten aber aus einer größeren Anzahl von Meßwerten und Profilen konstruiert werden (s.Profile 3 und 5). Auf der Rippe, die zwischen Taviano und der Costa dei Fogaroni liegt, kann man zwischen 5oo und 6oo m über NN mehrmals Sattelumbiegungen beobachten. Die Mulde südlich davor läßt sich mit der stark südvergenten Mulde verbinden, die direkt an der Provinzialstraße Ramiseto - Succiso angeschnitten ist. Ganz allgemein sind die Mulden in den kretazischen Emilianiden des Untersuchungsgebietes gegenüber den Sätteln kräftiger ausgeprägt. Im Bereich der Costa dei Fogaroni ist der Sattel ganz unterdrückt und die nördliche Mulde ist auf die südliche überfahren.

Die Unterlage des Kreidealberese vom M.Ferrarino, d.h. in der Hauptsache die Mergel von Nigone, zeigen wegen ihrer starken Zerscherung und Hangrutschung keine erkennbaren Faltenstrukturen. Es ist aber bemerkenswert, daß die zahlreichen Ophiolithvorkommen bei Nigone und Frassinèdolo in meh-

reren Reihen hintereinander liegen, die die gleichen Streichrichtungen besitzen wie die oben beschriebenen Falten im Ferrarinokalk. Da die Ophiolithe zum Ältesten der emilianischen Abfolge gehören, lassen sich durch die regelmäßige Reihenanordnung ungefähr die Lagen der Sattelkerne ableiten.

Die Emilianiden haben sich diskordant über sämtliche Schichtglieder der tertiären Liguriden gelegt. Genau so wie die allochthonen kretazischen Liguriden im Enzatal, schneiden auch die Emilianiden die Falten des ligurischen Tertiärs ab. Abb. 13 gibt einen Eindruck von der Überschiebungs- bzw.Schuppenbahn über die Kalk-Ton-Serie von der Straßenkurve zwischen Canova und Bora auf 800 m über NN. SE vom Gipfel des M.Ferrarino, knapp 300 m S des Punktes 1006 an der Quelle ist längs der Überschiebung des Ferrarinokalkes über die Ponte-Bràtica-Serie eine tektonische Brekzie gefunden worden, die aus Ferrarinokalk- und Ponte-Bràtica - Sandsteinbrocken besteht und durch Calcit zementiert ist. Diese Überschiebungsbrekzie ist über einige

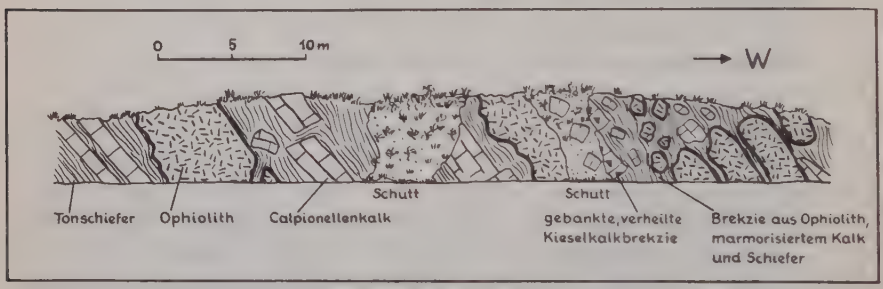


Abb. 12: Tektonisch überprägter Kontakt von Ophiolithen mit Calpionellenkalken. Die Marmorisierung der Kalke nimmt nach W hin (zum etwa 30 m entfernten Ophiolithstock) zu.- Lokalität: rechts an der Straße zwischen Casala und Talada.

100 m weit als Lesesteine in der Wiesenmulde entlang zu verfolgen. Der nördliche Hang besteht aus Ferrarinokalk, der südliche aus Ponte-Bràtica-Sandstein.

Etwa 500 m NNW vom Gipfel des M.Campastrino auf etwa 1300 m über NN beweist eine Klippe, daß die kretazischen Emilianiden auch über dem Campastrinosandstein gelegen haben. Die Klippe besteht aus bunten zerscherten und deshalb blättrigen Mergeln mit dünnen Kalksandstein- und Kalkbänkchen. Es handelt sich um Mergel von Nigone.

Bei Talada und Casala stoßen Mergel von Nigone, die einen Ophiolithkörper und kleine Schollen von Calpionellenkalken enthalten, unmittelbar mit den Gipsen des Secchiatals zusammen. Kontakte sind nicht aufgeschlossen. Soweit aber aus der Geländebeschaffenheit hervorgeht, müssen die Grenzen sehr steil stehen. Die Gipse stecken als Diapir in den kretazischen Liguriden.

Ob die in ihrer Stellung schwer deutbaren Vorkommen von basischem Plutonit SW M.Groppo und der für einen Olistholith in den Ponte-Biòla-Schiefern gehaltene Aufschluß etwa 100 m N der Secchia zwischen Marmoreto und Cinquecerri letzte Reste einer in die Ventassoserie eingeschuppten Bedeckung von kretazischen Emilianiden sind, ist fraglich. Sollten die Vorkommen zu den kretazischen Emilianiden gehören, hätte deren Südgrenze in der Ostecke des Gebietes noch etwa 2 km südlicher gelegen als jetzt.

Es ist im Untersuchungsgebiet nicht eindeutig zu entscheiden, obligurische Kreideschollen ursprünglich noch die kretazischen Emilianiden bedeckt hatten oder ob sie bereits vor den südvergenten Falten- und Schuppenbewegungen der Emilianiden ankamen und nie viel weiter reichten als die heutigen Aufschlüsse anzeigen. Die Molassesedimentation transgrediert über kretazische Emilianiden und ist zumindest im Liegenden größtenteils aus deren Verwitterungsmaterial aufgebaut, so daß die kretazischen Emilianiden als das am spätesten bewegte Element erscheinen.

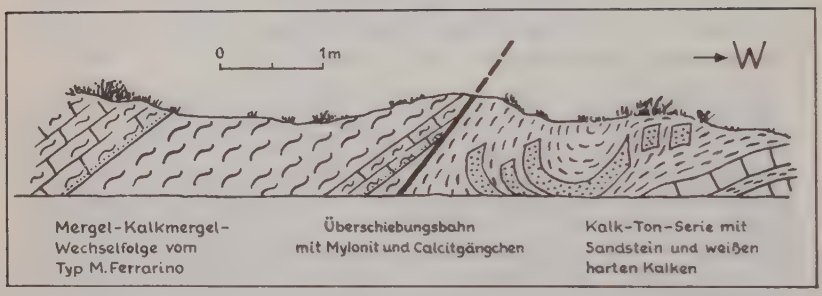


Abb. 13: Diskordante Überlagerung der tertiären Liguriden (Kalk-Ton-Serie) durch die kretazischen Emilianiden (Kreidealberese vom M.Ferrarino, Typ M.Cassio).- Lokalität: W Casanova, an der Straßenkurve nach Ramiseto.

VII. Die großen Störungssysteme im Untersuchungsgebiet.

1. Die Störungszone am Passo del Cerreto.

Zwischen den Massiven der Alpe di Succiso und des M.La Nuda in der Gegend der Pässe von Cerreto und des Ospedalaccio ist der Verlauf der Toskaniden II auf etwa 2,5 km unterbrochen. Stattdessen befinden sich dort zahlreiche triadische Vorkommen, der wahrscheinlich permokarbonische Metamorphit und Gesteine der kretazischen Liguriden. Die Toskaniden II sind an der Grenze zu diesen Gesteinen ziemlich geradlinig durch Störungen abgeschnitten. Die Karten im Anhang zeigen, daß die Störungszone nach NE und SW fortsetzt und eine Gesamtlänge von über 8 km besitzt. An der schmalsten Stelle, am südwestlichen Gebietsrand, liegen die Hauptstörungen kaum 1 km voneinander entfernt. Die Störungszone verbreitert sich dann trichterförmig nach NE. Das ist bis über den obersten Torrente Rosaro hinaus zu verfolgen, wo die Störungszone fast 2,5 km breit ist. Zwischen Lago Cerretano und La Gabellina steht nur Moränenmaterial an, und es gibt keine ausgeprägten Geländeknicke, so daß der weitere Verlauf entweder direkt südlich des M.Zuccalone oder in Richtung auf Lago Cerretano - M.Maccagnina gesucht werden muß. Wie weiter unten beschrieben wird, kommt wahrscheinlich die Fortsetzung über den Lago Cerretano in Betracht, verbunden mit einer gewissen Verfingerung der Störung.

Die Nordseite der Störungszone am Rande des Massivs der Alpe di Succiso ist relativ gut aufgeschlossen. Die Hauptstörung, "faglia dell'Ospedalaccio" nach AZZAROLI, 1950, verläuft nicht wie auf der Karte von AZZAROLI fast geradlinig, sondern weist erhebliche Knicke auf. Es handelt sich dabei immer um sehr steilstehende Abschiebungen, die im allgemeinen nach SE einfallen. Auf zahlreichen kleinen, parallellaufenden Störungen im Verwitterungstrichter des Canale di Acqua Tòrbida di Sassalbo werden Harnische mit Striemung beobachtet, die dieselben Richtungen zeigen. Die Macignobänke in der Nähe der Hauptstörung sind flexurartig

verbogen und weichen stark von der allgemeinen Streichrichtung ab. Die Drehung erfolgt allmählich bis in eine um 90° verschiedene Streichrichtung. Die Zone des tektonisch stark beanspruchten Macigno am SW-Hang des M.Alto ist schon in der Morphologie gut zu erkennen, da sie der Verwitterung weniger Widerstand entgegensetzt als der Sandstein auf dem Kamm. Unmittelbar an der Hauptstörung sind Macigno und Triasquarzite stark mylonitisiert. Südlich des M.Alto verfingert sich die Hauptstörung in einem Scaglia-Rossa-Gebiet. Die Aufschlüsse sind vielfach von kleinen Abschiebungen mit Harnischen durchsetzt. Auf zwei dieser Abschiebungen ist diapirische Trias intrudiert.

Die Hauptstörung am S-Rand der Störungszone ("faglia di Sassalbo" nach AZZAROLI, 1950), d.h. an der NW-Grenze des M. La Nuda - Massivs, ist nur schlecht aufgeschlossen. Sie macht sich durch scharfe Geländeknicke, Triasaufschlüsse und Dolinenreihen, wie z.B. südlich der Casa Cantoniera, bemerkbar.

Für eine Erklärung der Bildung dieser Störungszone zwischen den Sandsteinmassiven haben die so zahlreich auftretenden Triasdiapire gewiß nur eine sekundäre Bedeutung. Die langen Abschiebungen, die ausgezeichnete Zonen der Druckentlastung darstellen, haben den passiven Aufstieg der Trias erst bewirkt. Die Entstehung der Störungszone ist mit der B-Achsenkulmination, d.h. mit der Hauptfaltung des Gebirges, sowie mit seiner nachträglichen Heraushebung in Zusammenhang zu bringen. Daß eine B-Achsenkulmination vorliegt, zeigt ein Vergleich der Diagramme VI und VII der tektonischen Karte.

Möglicherweise hat eine der beiden Hauptstörungen am Anfang als diagonale Seitenverschiebung fungiert, bis die Vertikalbewegung zu überwiegen begann und durch Aufreißen einer zweiten Störung ein Grabenbau entstand. Für die Hauptstörung am Rand des Massivs der Alpe di Succiso ist mindestens ein Abschiebungsbetrag von der Mächtigkeit des Macigno anzunehmen, so daß sich heute die Buntschieferserie und der Kreidealberese in einem Niveau befinden, in dem obere Scaglia rossa und Rovaggiomergel zu vermuten wären.

Die Triasdiapire in der Paßregion hatten einen relativ kurzen Aufstiegsweg. Die Hauptstörung am Rand der Alpe di Succiso hat noch Scaglia rossa durchschlagen. Bis zur Untergrenze des Jura sind es einschließlich der Scaglia rossa nur ca. 2oo m. Berücksichtigt man die Schrägstellung, so wird der Aufstiegsweg etwa 25o m betragen haben.

2. Andere Abschiebungen im Untersuchungsgebiet.

Es sollen hier noch nacheinander die großen Abschiebungen vom M.Ventasso - Rio Rondino, die Störungen vom SW-Rand der Toskaniden II und von deren Stirnseite im NE besprochen werden.

a) Der Rio Rondino bei Nismozza fließt ziemlich genau auf einer Linie, die durch die SW- fallende Abschiebung des M. Ventasso - Rio Rondino vorgezeichnet ist. Etwa 5oo m von der Straßenbrücke im Bachbett aufwärts ist nur die nördliche Scholle aufgeschlossen. Der Ventassosandstein ist hier ohne Komplikationen glatt abgeschnitten, und man blickt auf die Abschiebungsfläche. Wo im Oberlauf die grauen Mergel von Marmoreto erscheinen, hat sich die Störung verfingert und innerhalb der Mergel Gelegenheit für einen Schieferdiapirismus geschaffen. Etwa auf 13oo m über NN stehen beide Schollen an. Auch hier kommt an der Störung zu den grauen Mergeln von Marmoreto eine äußerst zerstörte diapirische Schiefermasse vor. Auf etwa 16oo m über NN stehen sich die liegende Falte des M.Ventasso in der Nordscholle und eine überkippte Schichtfolge (die der liegende Schenkel eines NW-vergenten liegenden Sattels ist) in der Südscholle gegenüber. (Vergl.Profile 11 und 12). Der nur noch als Rudiment vorliegende liegende Sattel im Süden hat eine weitaus größere Amplitude als die liegende Falte am Gipfel des M.Ventasso (Nordscholle). Und doch läßt sich die Falte im S aus der liegenden Falte am M.Ventasso herleiten, wenn man in Rechnung stellt, daß auch die übrigen Falten und Schuppen des M.Ventasso in ihrer Breite nicht durchhalten, sondern Amplituden und die in die Tektonik einbezogene Schichtmächtigkeit lateral schnell ändern. Die Störung vom M.Ventasso - Rio Rondino hat zuerst als diagonale Seitenver-

schiebung die schon von Anfang an großzüziger angelegte Falte der Südscholle horizontal nach S bewegt, ehe sie in eine Abschiebung überging.

b) Die Stirnseite der Toskaniden II weist eine Reihe interessanter Störungen auf. Sie sind von den Hängen in einer Weise angeschnitten, daß sie im Kartenbild verzerrt erscheinen. Sie verlaufen ziemlich parallel zur Hauptstreichrichtung und sind als Längsstörungen noch später entstanden als die bisher besprochenen z.T. noch als diagonale Seitenverschiebungen benutzten Störungen. So durchschneiden zwei Störungen den liegenden Sattel des M.Cavalbianco von W nach E (Profil 21), wodurch die Sattelumbiegung am M.Cavalbianco zweimal beobachtet werden kann. Die südlichere Abschiebung kann man über den Passo del Lupo hinweg verfolgen, wo sie als antithetische Verwerfung mindestens 1ooo m der Macignomächtigkeit unterdrückt hat. Durch diese Störung sind auch die Gips- und Rauchwackenmassen zwischen M.Maccagnina und M.La Nuda aufgestiegen. Die Stirnseite im Bereich Alpe di Succiso - M.Casarola ist durch ein ganzes System von meist antithetischen Abschiebungen geprägt (vergl.Profile 3 und 14). Die von AZZAROLI, 195o, angegebene Macignomächtigkeit von 27oo bis 28oo m hat durch diese und andere Abschiebungen einen um mindestens 8oo m kleineren Wert angenommen. Bei einer noch eingehenderen Untersuchung wären möglicherweise noch weitere Abschiebungen zu entdecken. N des M.Casarola sind in die Abschiebungen dunkle Schiefer mit Bruchstücken aus hellen Kalkbänken eingedrungen, die sich diapirisch aus der überfahrenen Kalk-Ton-Serie beziehen lassen.

c) Eine Längsstörung, die ligurischen Kreidealberese neben Macigno der Toskaniden II legt, kann man ausgezeichnet in einer Straßenkurve am SW-Hang des Giogo di Vendaso beobachten (Profil 16). Sie wurde von AZZAROLI, 195o, "faglia di Mommio" genannt und läßt sich viele km weit nach SE in das Nachbargebiet (GÜNTHER) hineinverfolgen. Der Alberese ist schräg zum Schichtstreichen durchschnitten. In der Nähe der Störung läßt sich eine flexurartige Angleichung des

Schichtfallens an die Störung feststellen. Der Kontakt selbst ist nicht aufgeschlossen. MASINI, 1955, verlängert diese Störung bis zur Pania di Corfino und zieht ihre Fortsetzung etwa 45 km weit bis zum Val di Lima.

Eine weitere Längsstörung ist zwischen Torsana und Campràghena beobachtet worden, wo der Macigno der Hauptkette (analog zum Profil 2o) direkt neben Scaglia rossa liegt und dadurch die Rovaggiomergel unterdrückt sind (s. Profile 1 und 3). AZZAROLI, 195o, meinte, bei Torsana eine ungestörte Abfolge erblicken zu können. Der Macigno sollte hier nur wenig mehr als 1ooo m mächtig sein. Die schnelle Mächtigkeitsänderung im Vergleich zur Alpe di Succiso erklärte AZZAROLI damit, daß der Macigno zu Beginn der Faltung noch halbplastisch gewesen sei. Bei der Bildung des liegenden Sattels im NE, d.h. der Stirnfalte der Toskaniden II, sollte bei Torsana eine Zerrung stattgefunden haben, die diese gewaltige Mächtigkeitsreduktion zur Folge hatte.-Die Störung ist dagegen in dasselbe Schema aller anderen Abschiebungen einzuordnen.

3. Die Falte der Toskaniden II im Schema der "cunei composti".

Der Transportmechanismus einer bis zur Poebene reichenden Argille scagliose- und Ophiolithdecke, die 2oo km breit und nur 2 km dick sein sollte (DAL PIAZ) bereitete den Geologen im Nordapennin seit langem Kopfzerbrechen. ANELLI, 1923, wies als Erster im Nordapennin auf Schwerkraftgleitung hin. Durch einen Schub der Liguriden aus NW, wie ihn DE WIJKERSLOOTH, 1934, vorschlug, verringerte sich die Schubweite der Liguriden beträchtlich. Soweit aus den beobachteten Falten in der Buntschieferserie bei Cerreto auf die Bewegungsrichtung geschlossen werden kann, kommt jedoch mindestens für diese Serie nur eine etwa SW-NE verlaufende Richtung in Frage.

ANELLI, 1935 und 1938, spricht von der Decke als einer "frana" d.h. Bergschlipf und kennt eine "ruga". DAL PIAZ,

1941 bis 1943, faßt die älteren Anschauungen zusammen und schrieb: "...non è possibile spiegare la gènesi dei ricoprimenti.... della grande falda nord-appenninica delle Liguridi senza ricorre all'azione diretta dell'energia gravifica...", und er nahm den Grundgedanken der Theorie über die "rughe tettoniche" bereits vorweg, indem er sagte: "La grande coltre delle Liguridi si mosse sotto l'influenza della forza gravitativa scivolando dal sommo della geanticlinale ligure, che stava progressivamente sollevandosi, verso l'avanfossa".

MIGLIORINI, 1948, erläutert in seiner Theorie der "cunei composti" die Entstehung von solchen achsenparallelen Hebungszonen ("rughe tettoniche") im Apennin. MERLA, 1948 wendet die neue Theorie auf Grund der Untersuchungen von AZZAROLI im hier behandelten Gebiet an. AZZAROLI, 1950 und 1955, liefert für die Theorie der "cunei composti" weitere Beispiele aus dem Arbeitsgebiet. MERLA, 1952, legt im Nordapennin mindestens sechs "rughe tettoniche" fest, von denen die Struktur der Hauptkette im Gebiet zur vierten ruga gehören sollte. Durch die neuen Theorien war es denkbar geworden, eine relativ dünne ligurische "Decke" kontinuierlich nach NE zu verfrachten. Die Anschauungen gehen mit dem Profil von MERLA durch das vorliegende Gebiet in die "Structural geology" von DE SITTER, 1956, ein, welcher schreibt: "Das großartigste Beispiel von Gleittektonik, das je beschrieben worden ist, ist jenes vom Nordapennin..." und sagt, daß "...endlich ein verständliches allgemeines Bild geschaffen..." wurde.

Dennoch waren die stratigraphischen Widersprüchlichkeiten nicht zu übersehen: In den Kreideserien mit Ophiolithen am Rand der Poebene, die man genau so zur Ophiolithdecke stellte wie die Vorkommen am Rande der Tyrrhenis, war eine recht vollständige und wenig gestörte Schichtenfolge zu beobachten, was nach dem langen bergrutschartigen Transport über mehr als 5 "rughe" nicht zu erwarten sein sollte. DE SITTER machte bereits Einwände von der tektonischen Seite: Keine ruga durfte sich eher erheben, bis die Massen über ihr lagen und: Die rughe haben sehr verschiedene tektonische Bau-

stile. Was kann zum Schema der "rughe tettoniche", die im hier bearbeiteten Gebiet durch "cunei composti", d.h. durch ein System von keilförmig in der Tiefe konvergierenden Auf- und Abschiebungen entstenden sein sollten, beigetragen werden ?

AZZAROLI, 1950, vergleicht die großen Störungen im Untersuchungsgebiet mit den Auf- und Abschiebungen, die das Schema der "cunei composti" verlangt und zieht den Schluß, die "struttura a cuneo composto è molto evidente". Die flacheinfallende Überschiebungsbahn des liegenden Sattels der Hauptkette zieht AZZAROLI vom N-Rand des Massivs der Alpe di Succiso als "faglia della Gabellina" durch die zahlreichen NW-SE angeordneten Vorkommen von brekziösen Rauchwacken zwischen La Gabellina und M.Maccagnina in Richtung Passo di Cavursella. Hier sei außer acht gelassen, daß die Verlängerung zum Passo di Cavursella falsch ist, und daß die Überschiebungsbahn den M.Cavalbianco mit einbezieht, aber den Cerretosattel ausschließt (wie schon bei ANELLI). Daß die Überschiebungsbahn in den brekziösen Rauchwacken entlangläuft, ist prinzipiell richtig. Es hat sich ja im Laufe der Untersuchungen gezeigt, daß die liegende Macignofalte die Buntschieferserie und die Kalk-Ton-Serie, also ihr hangendes Allochthon, im NE überfahren und eingewickelt hat (vgl. die Kalk-Ton-Serie auf den Dehnungsstörungen im M.Casarola und die Buntschieferfetzen in tektonisch analoger Position E M.Maccagnina). AZZAROLIhält die Überschiebungsbahn jedoch nicht für eine Überschiebung eines im liegenden Schenkel abgerissenen Sattels, d.h. einer Struktur, die aus Faltungstektonik hervorgegangen ist, sondern ordnet sie ganz dem Schema der "cunei composti" unter, das im N der Strukturen Aufschiebungen verlangt und im S Abschiebungen. Ein Widerspruch zum Schema der cunei composti ist bereits, daß nur eine einzige Überschiebung vorliegt, während doch die Theorie eine große Anzahl solcher Störungen fordert.

Was die Abschiebungen betrifft, so fand sie AZZAROLI in den gewaltigen steilstehenden Abbrüchen am Südrand der Hauptkette (z.B. "faglia di Mommio"). Damit sind zwei zeitlich voll-

kommen verschiedene tektonische Ereignisse in einen starren Rahmen gestellt, der die Aufwölbung der Hauptkette durch Auf- und Abschiebungen erklären sollte, ohne große Beteiligung von Biegetektonik, obwohl doch die Sattelumbiegung des Massivs der Alpe di Succiso - M.Casarola sehr deutlich zu beobachten ist und keine Aufschiebungen zeigt, sondern lediglich anti- und synthetische Abschiebungen (s.Profile 3, 14, 21). Die großen Abschiebungen gehören nicht in den Beginn einer Sattelbildung, sondern sind erst relativ spät bei der Heraushebung des fertigen Gebirges entstanden, da sie fertige Sattelstrukturen und das bereits überfahrene und eingewickelte Allochthon durchschneiden. Aber gerade der Transport des Allochthons sollte durch das Schema der "cunei composti" erleichtert werden. Aus den Untersuchungen geht hervor, daß das Allochthon längst überschoben war, als die großen Abschiebungen im S, auch die Überschiebung am N-Rand des Sattels und die meist antithetischen Dehnungsstörungen in der Sattelumbiegung sich erst zu bilden begannen.

Als Alternative zum Schema der cunei composti kommt nach Meinung des Verf. in erster Linie (meist untermeerisches) gravitatives Gleiten in Betracht, möglicherweise auch von "rughe tettoniche", die aber auf keinen Fall in den heutigen Faltenstrukturen zu suchen sind, sondern heute kaum mehr zu erkennende epirogenetische Hebungszonen waren. Die heutigen Strukturen, zumindest was die Hauptkette im Untersuchungsgebiet anbelangt, sind erst nach Übergleiten des Allochthons und nach Ansicht des Verf. selbst erst durch die Wirkung von gravitativem Abgleiten entstanden.

VIII. Die Triasdiapire.

1. Die Stellung der Trias.

Im stratigraphischen Teil ist die Trias pauschal in den Abschnitt der Toskaniden II gestellt worden. Damit wurde der klassischen Beschreibung dieser Gesteinsserie gefolgt. Triasgesteine kommen aber auch weit außerhalb der Verbrei-

tung der Toskaniden II vor. Stratigraphisch läßt sich zwischen den einzelnen Triasvorkommen im N und im S kein Unterschied feststellen. Die durch die Gesteine der Toskaniden II eingerahmte Trias (etwa südwestlich der Linie M.Casarola - M.Cavalbianco) läßt sich unschwer aus dem Sattelkern bzw. der Überschiebungsbahn des liegenden Sattels der Toskaniden II beziehen. Zu welchem Element gehört aber die Trias nordöstlich der Linie M.Casarola - M.Cavalbianco ?

Es kommt nach Meinung des Verf. nur eine Möglichkeit in Betracht: die Trias nordöstlich dieser Linie gehört wie die Mehrzahl der sie umgebenden Gesteine autochthon in die Serie des M.Ventasso. Dabei könnten zwar noch einzelne Aufschlüsse aus den Toskaniden II stammen, z.B. die Quarzitinseln, die nur bis westlich Acquabona vorkommen, und von jetzt abgetragenen oder innerhalb der Ponte-Biòla-Schiefer nicht zu erkennenden allochthonen Schiefermassen weiter nach N verfrachtet worden sein. Als Allochthon bieten sich die Kalk-Ton-Serie bzw. die Buntschieferserie an. In diesem Zusammenhang sei auf Buntschieferklippen und die polygene Brekzie S Collagna auf den Ponte-Biòla-Schiefern hingewiesen. Der allochthone Transport der Triaskörper unter dem M.Ventasso oder gar der riesigen Diapire in der Secchia in einer Schub- oder Gleitmasse kommt jedoch nicht in Frage, da diese großen Vorkommen eindeutig innerhalb und unter den Gesteinen der Ventassoserie auftreten. Sie sind analog zu den Triasgesteinen am Passo del Cerreto immer auf Dehnungsstörungen diapirisch in die Ventassoserie intrudiert, wie die Profile 13, 15, 18 und 19 zeigen.

2. Salztektonik.

Das auffälligste Kennzeichen der Verteilung der Triasvorkommen im Untersuchungsgebiet ist die ungefähre Anordnung auf einer SW-NE streichenden Linie, die sich unschwer aus der nördlichen Grabenrandstörung ("faglia dell'Ospedalaccio") heraus verlängern läßt und wahrscheinlich mit den Dehnungserscheinungen, die das Gebirge bei seinem Aufstieg zer-

stückelt haben, in ursächlichem Zusammenhang steht. Die Diapire setzen durch die Falten- und Schuppenstrukturen hindurch und müssen also jünger als die Hauptfaltung sein.

Gute Diapirkontakte zum Nebengestein sind z.B. im Rio Canalaccio S Valbona zu beobachten. Die Gipse und brekziösen Rauchwacken sitzen neben und unter den Ponte-Bióla-Schiefern und werden nur sichtbar, weil sie der Bach in einem Cañon angeschnitten hat. In der Nähe der Grenze sind Tertiärschieferschollen eingewickelt und am Diapirkontakt sind Gipse und Schiefer derartig innig vermengt, daß keine genaue Abgrenzung des einen vom anderen zu geben ist. Im östlichen Nebenbach des Rio Canalaccio ist der gleiche Diapir angeschnitten. Sein Dach ist z.B. gut von der Straße nach Valbona aus etwa 300 m NW des Hügels Castellonchio zu beobachten. Der Diapir sitzt wie ein eingedrungener Magmenkörper innerhalb der Tertiärschiefer. Das diapirische Gestein ist intensiv durchbewegt. Es bildet einen kuppelförmigen Kontakt zum Tertiärschiefer im Hangenden und an der Seite. Der Aufschluß erinnert stark an einen "Salzdom".

Die diapirische Ausfüllung des Kontaktes zwischen der Metamorphitscholle und der Buntschieferserie am Passo dell'Ospedalaccio ist fast 400 m lang und schwankt in der Breite von 3 - 10 m. Die Kontakte sind schärfer als zu den Ponte-Bióla-Schiefern bei Valbona, wohl weil am Ospedalaccio die umgebenden Gesteine kompetenter sind.

Ein schöner Diapirkontakt ist an der Staatsstraße zwischen Cervarezza und Busana zu beobachten. Brekziöse Rauchwacken liegen hier an der Überschiebungsbahn der tertiären Liguriden über die Ventassoserie. Das ist gleichzeitig der einzige direkt auf einer Überschiebungsbahn beobachtete Diapir. Der Aufschluß findet nach SE Anschluß an den großen Gipsdiapir der Secchia, der innerhalb und unter der Ventassoserie sitzt. Es ist deshalb anzunehmen, daß die Überschiebungsbahn an dieser Stelle durch eine Dehnungsstörung beansprucht wurde, die im Zusammenhang mit dem Aufsteigen des Secchiadiapirs stand.

Die gangförmigen meterdicken Ausfüllungen in der Scaglia rossa zwischen M.Alto und Sassalbo sind auf Störungen injiziert, die sich eindeutig als Abschiebungen herausgestellt haben und die Verfingerungen der nördlichen Grabenrandstörung der Paßregion sind.

Als echte Gipsdome (LOTZE, 1953) erscheinen die Diapire NW Sassalbo und der Secchiadiapir. Der Diapir bei Sassalbo ist an der Steilwand zum Canale dell'Acqua Torbida aus einer weißen Gipsmasse mit zwischengelagerten einzelnen blauschwarzen Dolomitbänken gebildet. Diese kompetenten Dolomitbänke bilden die disharmonische Fließfaltung der Gipse ausgezeichnet ab. Es lassen sich Vergenzen in alle Richtungen feststellen. Die SW-Vergenzen einzelner Dolomitfalten hielt STAUB, 1932, für einen Beweis einer Sw-vergenten Apenninfaltung; die überwiegende NE-Vergenz des Hauptkammes erklärte STAUB dagegen mit einer Rückfaltung des Apennins durch Unterschiebung. TEICHMÜLLER sah in den SW-Vergenzen des Diapirs eine nach SW gerichtete Aufsattelung des Gebirges gegen die Tyrrhenis. - Im Gips= und Rauchwackendom bei Sassalbo liegen eine große Anzahl meist sehr stark brekziierter Quarzitschollen und auch der Metamorphitaufschluß vom Ospedalaccio. Diese Gesteine können stratigraphisch nur aus dem Untergrund der Toskaniden II bezogen werden und die Annahme, daß sie als Schollen innerhalb des Diapirs mitgerissen worden sind, scheint deshalb berechtigt zu sein. Der Transportweg kann nur einige hundert Meter betragen haben, da wir uns am Passo dell'Ospedalaccio bereits an der Untergrenze des toskanischen Macigno befinden und das ganze Mesozoikum nur wenige hundert Meter mächtig ist. Da die abgesunkene Scholle des Grabens die gleichen diapirischen Gesteine im Untergrund enthielt,geriet die diapirische Trias durch den Grabeneinbruch niveaumäßig unter ihr Liegendes, d.h. den Quarzit und den metamorphen Untergrund. Es ist denkbar, daß die ohnehin an der Störungsgrenze zerstückelten Schollen dann leicht umflossen und mitgeschleppt werden konnten.

Der durch die Ostgrenze des Untersuchungsgebietes erfaßte Triasdiapir im Sechiatal unterhalb von Busana ist das größ-

te halokinetische Element des Nordapennins überhaupt und ist mindestens 7 km lang und durchschnittlich 1,5 km breit. Er besteht fast ganz aus Triasgips mit wenigen und kleinen Schollen von brekziösen Rauchwacken und Nebengesteinsbrocken an seinen Kontakten. Die stratigraphisch nicht sicher einzuordnende Mergelscholle gegenüber dem Molino del Rosto liegt inmitten des Diapirs und ist entweder von ihm umflossen worden und gehört zur benachbarten Serie des M.Ventasso oder stammt aus der allochthonen Bedeckung, d.h. aus den tertiären Liguriden, die sie von der Hauptkette abgeschürft haben. TEICHMÜLLER, 1935, gab in einem Profil einen einfachen kuppelförmigen Bau des Secchiadiapirs an. Die Verhältnisse sind aber wie beim Gipsdom von Sassalbo viel komplizierter, denn die zwischengelagerten Dolomitschichten zeigen einen verwickelten Fließfaltenbau an mit Vergenzen in alle Richtungen. Die ursprüngliche Gipsmächtigkeit, die TEICHMÜLLER für das Secchiatal mit einigen hundert Metern angibt, ist wohl weit geringer und nur durch das Auswandern aus dem Untergrund der Umgebung vervielfacht worden. Der Bau des Salzstockes ist mit den "langgestreckten diapirischen Querfalten oder Querspalten" von LOTZE, 1953, zu vergleichen.

IX. Die zeitliche Einordnung der Tektonik.

Das Ende der Hauptfaltung wäre durch das Einsetzen der Molassebildung angezeigt. Leider haben sich in den Molassesedimenten des Untersuchungsgebietes keine eindeutigen Faunen finden lassen. Die älteren Autoren stellen das Molassekonglomerat entweder ins Miozän (ZACCAGNA, 1879-1910) oder in die tongrische Stufe ("Tongriano"), wie z.B. SACCO, 1893 und 1932. Im nordwestlichen Nachbargebiet ist durch LOESCHKE, 1964, festgestellt worden,daß die liegendsten (roten und mergeligen) Serien des sogenannten Miozänbeckens von Castelnovo ne'Monti bereits im Eozän beginnen. Da es aber erst imU-Oligozän zur Bildung des fast 2000 m mächtigen Flyschsandsteins der Hauptkette und des Sandsteins vom

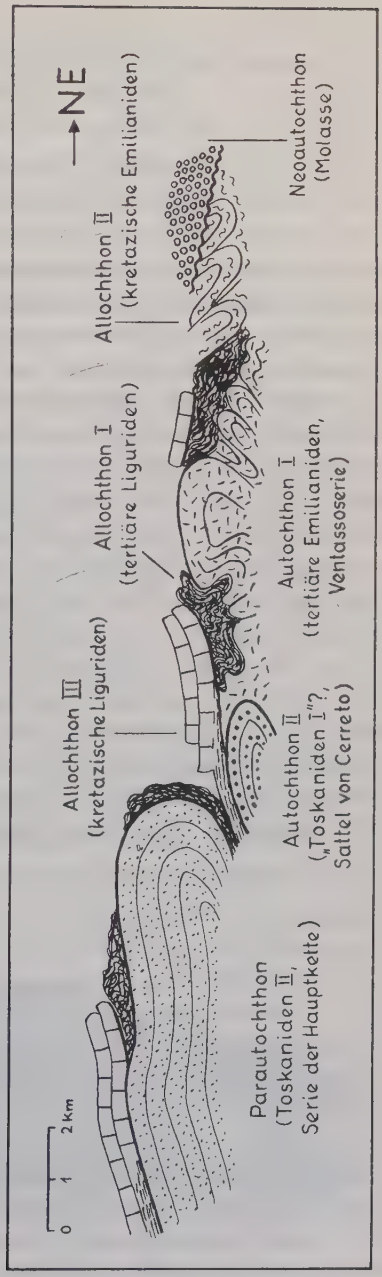


Abb. 14:

Profilschema durch das Untersuchungsgebiet zur Stellung der tektonischen Einheiten zueinander.-
Das Profil ist um die Hälfte überhöht.

M.Ventasso kam, und erst an der Oligozän- Miozängrenze die Übergleitung des Allochthons und die Hauptfaltung stattfanden, ist die Molasse am nördlichen Gebietsrand nicht für die zeitliche Fixierung der Hauptfaltung brauchbar.

Der Ablauf der tektonischen Bewegungen beginnt mit dem Übergleiten der tertiären Liguriden und dann der kretazischen Liguriden. Bei der Hauptfaltung sind diese allochthonen Serien im S vom Sattel der Toskaniden II und im N von den Mulden- und Schuppenstrukturen der kretazischen Emilianiden überfahren worden, die möglicherweise die gefaltete und versteilte Molasse mit dem Sandstein von Ranzano und den Mergeln von Cerreggio bereits über sich trugen. Da die Macignosedimentation durch die allochthone Bedeckung mehr oder weniger synsedimentär abgeschnitten wird und die Hauptfaltung wahrscheinlich kurz nach dem Übergleiten des Allochthons ihren Höhepunkt fand, ist der Zeitpunkt für die Faltung ins Aquitan zu legen. Andererseits beweist aber auch die Flyschentwicklung der tertiären Emilianiden vom Paläozän bis zur Hauptfaltung eine ständig vorhanden gewesene Bodenunruhe im Alttertiär. Nach BEHRMANN, 1958, hat der Deckenbau pyrenäisch begonnen, und die Hauptfaltung ist savisch anzusetzen. Wenn man sich vergegenwärtigt, daß es sich nicht um zwei Phasen, sondern um kontinuierliche Tektonik mit wechselnden Höhepunkten gehandelt hat, kann die Zeitangabe von Behrmann auf das Gebiet angewendet werden.

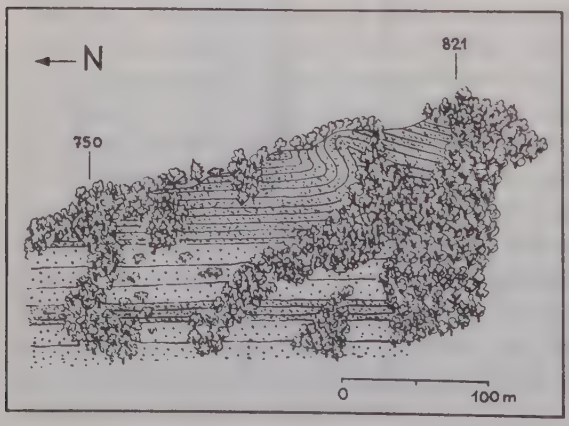


Abb. 15: Falte in der Molasse (Sandstein von Ranzano).- Lokalität: ENE Taviano, beobachtet etwa 250 m N vom Pkt. 555 m aus nach E.

E. MORPHOLOGISCHER TEIL

Die verschiedenen Gesteine und die Heraushebung des Gebirges bestimmen im Zusammenspiel mit dem Klima die typische Morphologie des tosko-emilianischen Apennins.

Im Bereich des Macigno der Hauptkette und des Sandsteins des M.Ventasso ist Hochgebirgscharakter vorherrschend. Dort gibt es beispielsweise schwer zu begehende Grate, Felstürme und Wände. Die zehn höchsten Gipfel lassen sich zu einer Gipfelflur zusammenfassen, die von 1800 m bis 2000 m über NN schwankt. Ein undeutliches Niveau kann man auf der Hauptkette etwa zwischen 1500 m und 1700 m in mehreren Schultern, kleinen Gipfeln und "coste" erkennen.

In ein Niveau etwa um 1200 m über NN lassen sich sehr viele flache Gipfel auf der emilianischen Seite, die beiden Hauptpässe, die Wasserscheide zwischen Enza und Secchia und verschiedene Schultern auf der Südseite der Hauptwasserscheide zusammenstellen. Die einzelnen Höhen können jedoch um etwa 100 m nach oben und unten schwanken. Das ist vor allem durch die unterschiedliche Härte der Gesteine, ihren verschiedenen Abtragungscharakter (d.h. bergschlipfbildend oder nicht) und der noch schnellen Hebung des Gebirges bedingt. Die schnelle und gleichmäßige Hebung hat auch nirgends zur Ausbildung von Flußterrassen führen können.

Da die Erosionsbasis der emilianischen Seite viel weiter vom Hauptkamm entfernt liegt als die der südlichen Seite - die Luftlinie zur Poebene, d.h. zur örtlichen Denudationsbasis, beträgt ungefähr 55 km, aber zum Ligurischen Meer nur etwa 33 km - , sind die Südhänge des Hauptkammes durchweg steiler ausgebildet. Die gleiche Ursache hat die sehr kräftige, rückschreitende Erosion der Südseite. Die Bäche der toskanischen Hänge schneiden sich sehr schnell in den Untergrund ein, seien es Schuttkegel oder das Anstehende, und haben noch merkliche erosive Wirkung direkt unterhalb der Pässe. Dagegen neigen die Bäche auf den emilianischen Hangseiten in der Nähe der Hauptwasserscheide

manchmal zu Sumpfbildung und zeigen geringere Erosion. Ein Beispiel für rückschreitende Erosion ist an Hand der topographischen Karte aus dem Jahre 1905 (Änderungen 1928) zu geben: südlich des M.Alto oberhalb des Passo dell'Ospedalaccio ist die Oberseite des Erosionstrichters des Canale dell'Acqua Torbida um mindestens 130 m nach oben gewandert. Östlich davon hat allerjüngste Erosion den Hang von 1650 m bis herab auf den Paß (1271 m) mit sechs meist mehrere Zehner von Metern breiten und 4 bis 5 m tiefen Runsen angeschnitten. Wenige hundert Meter weiter nach Überschreiten der Hauptwasserscheide ist von solch kräftiger Erosion nichts mehr zu sehen.

Eine eigentümliche Stellung nimmt der höchste Gipfel des Gebietes, die Alpe di Succiso, 2017 m, und seine Nachbarberge auf der emilianischen Seite ein. Die Wasserscheide läuft an ihm in einer Entfernung von etwa 1,5 km südlich über den M.Alto, 1904 m, hinweg vorbei. Zwischen dem M.Alto und der Alpe di Succiso befindet sich gar noch der Passo di Pietra Tagliata, 1750 m. Die isolierte Stellung der höchsten Gipfel auf der nördlichen Seite ist im tosko-emilianischen Apennin häufiger zu beobachten (M.Cavalbianco, M.Cusna, M.Cimone) und kann nicht auf einem Zufall beruhen.

Die Möglichkeit einer ehemals sehr kräftigen, rückschreitenden Erosion auf der emilianischen Seite kommt nach Ansicht des Verf. nicht in Frage, da die unterschiedlichen Entfernungen zum nördlichen und südlichen Denudationsniveau schon sehr alt sind und noch ins Tertiär zurückreichen.- Möglicherweise verlief eine "Urwasserscheide" über die Linie M.Casarola - M.Zuccalone - M.La Nuda, die durch die Gletscher zerstört wurde. Zwischen dem M.Zuccalone (1271 m) und der gegenüberliegenden S-Rippe des M.Casarola mit der entsprechenden Verebenung auf etwa 1250 m hätte demzufolge die älteste Paßregion liegen müssen. Im Vergleich dazu liegen die heutigen Pässe 1261 m und 1271 m über NN.

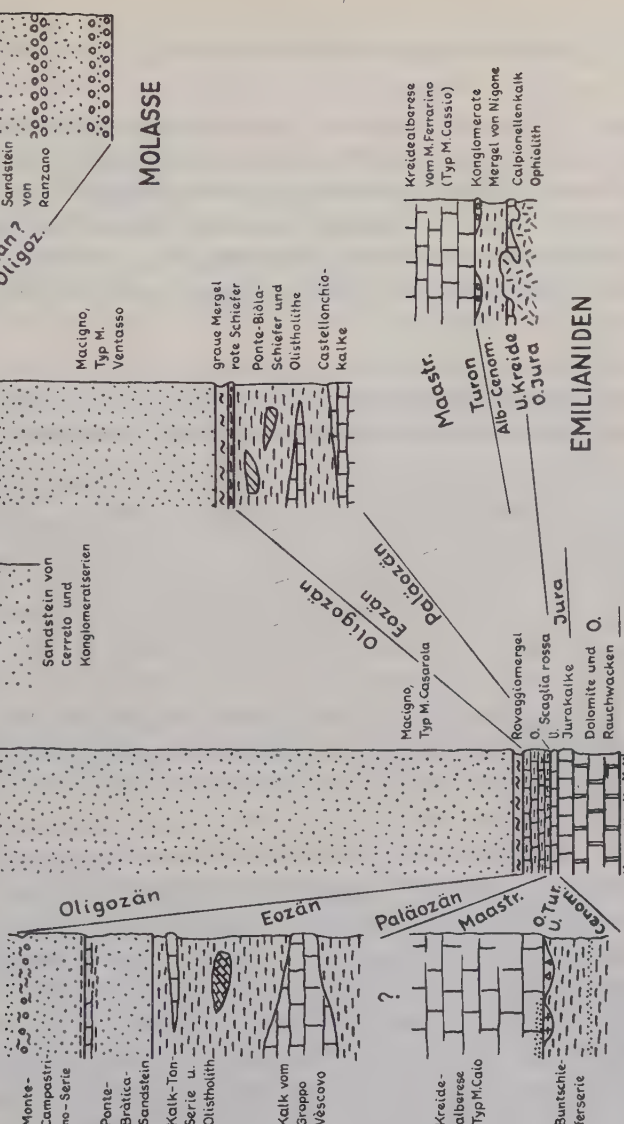


Abb. 16: Gegenüberstellung der stratigraphischen Profile des bearbeiteten Gebietes. Die Lage der tertiären über den kretazischen Liguriden ist aus REUTTER, 1961, übernommen.

F. ZUSAMMENFASSUNG

Die Erstkartierung des tosko-emilianischen Apennins zwischen dem oberen Enzatal und dem Passo di Pradarena im Maßstab 1 : 1o.ooo brachte einschließlich der Molasse eine stratigraphische Untergliederung in sieben Schichtkomplexe. Im Kartierungsgebiet existieren keine Übergänge zwischen den verschiedenen Einheiten. Die Komplexe setzen sich in die Nachbargebiete hinein fort.

Der ins Oligozän zu stellende Flyschsandstein von Cerreto mit seinen hangenden Konglomeratserien läßt sich stratigraphisch nicht mit dem Sandstein der Hauptkette verbinden.

Die vom Paläozän bis mindestens ins obere Oligozän reichende Serie des M.Ventasso, die die Castellonchiokalke, die Ponte-Biòla-Schiefer mit Kreideolistholithen, die roten Schiefer und grauen Mergel von Marmoreto, den Sandstein vom M.Ventasso (bis hier alle Schichtglieder mit sedimentären Kontakten) und möglicherweise die Mergel vom Molino del Rosto enthält, ist vom Liegenden bis ins Hangende in Flyschsedimentation ausgebildet und zeigt keine petrographische Übereinstimmung mit der Serie der Hauptkette, sondern stellt als "tertiäre Emilianiden" ein selbständiges stratigraphisches Element dar.

Die mit den "Toskaniden II" der Apuaner Alpen zu vergleichende Serie der Hauptkette beginnt im Permokarbon, über dem die untertriassischen quarzitischen Sandsteine wahrscheinlich einen Transgressionskontakt gebildet haben. Das geringmächtige Mesozoikum der Serie der Hauptkette weist im Rhät, im Oberlias (womöglich einschließlich des Doggers), in der Unterkreide und an der Kreide-Tertiärgrenze Schichtlücken auf. Die mesozoisch geprägte pelagische Kalkfazies der Scaglia rossa setzt sich bis an die Eozän-Oligozängrenze fort. Dann beginnt die Flyschentwicklung konkordant mit den Rovaggiomergeln und dem Macigno vom Typ M.Casarola.

Die Kalke vom Groppo Vèscovo, die Kalk-Ton-Serie, der Ponte-Bràtica-Sandstein und die Serie vom M.Campastrino bilden mit stratigraphischen Kontakten untereinander eine weitere Einheit vom Paläozän bis mindestens zum Obereozän. Dieser Komplex wird an die tertiären ligurischen Sedimente, besonders der Provinz Parma sowie der ligurischen und toskanischen Nachbargebiete im W und S angeschlossen. Die Einheit liegt allochthon auf den Serien der Hauptkette und des M.Ventasso. Das toskanische Fenster im Parma- und Enzatal existiert nicht.

Die durch Mikrofossilien belegte Buntschieferserie und der Alberese vom Typ M.Caio (als kretazische Liguriden bezeichnet), werden mit entsprechenden Serien in Ligurien gleichgesetzt und für das mögliche Liegende der tertiären Liguriden gehalten.- Am nördlichen Gebietsrand tritt eine Kreideserie auf, die mit Calpionellenkalken und Ophiolithen beginnt und über die Mergelserie und die Konglomerate von Nigone in den durch Fossilien belegten Alberese vom M.Ferrarino übergeht. Dieser Komplex weist zu den kretazischen Liguriden große petrographische Unterschiede auf und kann nur mit emilianischen Kreideserien (wie z.B. vom M.Cassio) verbunden werden. Dadurch ist das ältere Schema mit einem toskanisch geprägten Autochthon und einer mächtigen und sehr weitreichenden ligurischen Ophiolithdecke nicht mehr anwendbar. Die Liguriden enden im nördlichen Drittel des Untersuchungsgebietes.

Die tertiären Liguriden, als erster allochthoner Komplex, sind auf der Serie der Hauptkette bei Comano nicht nachzuweisen. Die kretazischen Liguriden haben auf dem Sandstein von Cerreto kein Relief vorgefunden. Es ist anzunehmen, daß die tertiären Liguriden möglicherweise schon ursprünglich unregelmäßig verteilt waren. Die kretazischen Liguriden bedecken teils als von der Buntschieferserie bis zum Kreidealberese mehr oder weniger vollständige Schichtenfolge (im S) das von den tertiären Liguriden nicht berührte Autochthon (Sandstein von Cerreto) bzw. Parautochthon (Toskaniden II), teils schneiden sie (im N) als von der Buntschie-

ferserie abgescherte Albereseschollen die Strukturen der tertiären Liguriden ab.

Die Hauptfaltung des Gebirges im Aquitan schuf in der Hauptkette einen NE-vergenten Sattel mit einer B-Achsenkulmination etwa über der Hauptpaßregion. Diese "Stirnfalte der Toskaniden II" überfuhr im N die tertiären und kretazischen Liguriden, d.h. seine eigene allochthone Bedeckung. Der Sandstein von Cerreto bildet eine ähnliche, der Hauptkette etwa parallel laufende und nördlich vorgelagerte Sattelstruktur.

Die Ventassoserie erlitt durch tektonische Selektion der hangenden kompetenten Schichtglieder einen komplizierten NW- und SE- vergenten Schuppenbau und unabhängig davon eine Zerscherung und teilweise diapirische Bewegung der Ponte-Bidla-Schiefer. Das um 90° von der allgemeinen Apenninrichtung abweichende Streichen wird einmal durch das Abtauchen des Ventassoelementes nach NW und hauptsächlich durch die vom inkompetenten Untergrund gelöste Tektonik erklärt.

Die kretazischen Emilianiden legten sich in SW-vergente Faltenstrukturen und überfuhren von N das tertiäre ligurische Allochthon. Der altersmäßig nicht zu bestimmende Sandstein von Ranzano und seine laterale und vertikale Fortsetzung, die Mergel von Cerregio, sind über die gefalteten kretazischen Emilianiden transgrediert. Ob diese die Molassesedimente über sich mitgebracht haben, oder ob die Transgression an Ort und Stelle vor sich gegangen ist, kann im Untersuchungsgebiet nicht entschieden werden.

Die etwa SW - NE und NW - SE - verlaufenden großen Abschiebungen durchschneiden die fertigen Falten- und Schuppenstrukturen. Das Schema der "cunei composti" ist zur Erklärung der liegenden Sättel und des Bewegungsmechanismus des allochthonen Materials nicht anwendbar. Das Aufdringen der triassischen Gipse und brekziösen Rauchwacken aus dem Untergrund der Toskaniden II und der tertiären Emilianiden ist allein durch Dehnungsstörungen verursacht und im Bereich der Hauptkette wahrscheinlich durch deren B-Achsenkulmina-

tion unterstützt worden. Der Grabenbau in der Hauptpaßregion ist aus einer Kombination von Abschiebungen hervorgegangen, an der wohl eine aus einer diagonalen Seitenverschiebung hervorgegangene Abschiebung beteiligt ist.

In jüngerer Zeit führten weiträumige Hebungen zur Bildung von mehreren Altflächen. Die Erdbeben auf der SW- NE quer durch das Gebiet streichenden tektonischen Linie, auf der die meisten Diapire liegen und die mit der nördlichen Grabenrandstörung richtungsmäßig zusammenfällt, sowie die jüngeren Täler ohne Terrassen zeigen, daß die Heraushebung bis heute andauert.

R i a s s u n t o

Il primo rilievo 1:10.000 dell'Appennino tosco-emiliano fra l'alta Val dell'Enza ed il Passo di Pradarena ha permesso di stabilire sette complessi stratigrafici e tettonici (fuori dei terreni quaternari). Nella zona di rilievo non esistono passaggi stratigrafici fra le diverse unità. Esse proseguono nelle zone contigue.

L'arenaria e le serie di conglomerati di Cerreto a facies di flysch d'età probabilmente oligocenica non è da collegare con l'arenaria della catena principale dell'Appennino.

Tutta la "serie di M.Ventasso" è formata a facies di flysch ed è costituita dal basso verso l'alto dagli "scisti di Ponte Biola" i quali talvolta contengono delle olistoliti cretacee, dagli "scisti rossi" e dalle "marne grige di Marmoreto", dalla "arenaria di M.Ventasso" (fin qui i terreni hanno mostrato cambi stratigrafici fra l'uno ed il seguente) e probabilmente dalle marne di fronte al molino del Rosto. Secondo le numerose determinazioni d'età, la serie di M. Ventasso comprende lo spazio di tempo che corre dal Paleocene fino ad almeno l'Oligocene superiore. Pur avendo la stessa età della serie della catena principale dalla "scaglia rossa superiore" fino al "macigno di tipo M.Casarola" compreso e non dimostrando delle uguaglianze petrografiche, è strettamente da separare da essa come elemento stratigrafico indipendente (e precisamente come "Emilianidi terziarie").

La serie della catena principale (le "Toscanidi II") ha inizio con una formazione leggermente metamorfica d'età probabilmente permocarbonifera e prosegue con le arenarie quarzitiche del Triassico inferiore probabilmente a contatto di trasgressione. Il Mesozoico di spessore piuttosto inferiore nella zona di rilievo mostra delle lacune di sedimentazione nel Retico, nel Liassico superiore (incluso il Dogger ?), nel Cretaceo inferiore e fra il Cretaceo ed il Terziario. La facies calcarea pelagica della "scaglia rossa" coniata completamente in modo mesozoico prosegue

fino al termine eocenico-oligocenico. La sedimentazione di flysch incomincia con un passaggio graduale ed ha formato le "marne di Rovaggio" ed il "macigno di tipo M.Casarola".

I "calcari di Groppo Vescovo", la "Kalk-Ton-Serie" (serie argilloso-calcarea), la "arenaria di Ponte Bratica" e la "serie di M.Campastrino" con contatti stratigrafici fra lo uno e l'altro, appartengono ad un'altra unità d'età terziaria dal Paleocene fino ad almeno l'Eocene superiore. Questo complesso si unisce con i terreni liguri terziari specialmente del parmense e pure delle zone limitrofe liguri e toscane ad ovest e sud. L'unità è posta in modo alloctono sulle serie della catena principale e di M.Ventasso. Non esiste la finestra tettonica delle valli del Parma e dell'Enza.

La "Buntschieferserie" (serie di scisti varicolori) determinata da microfossili, la cosiddetta breccia poligenica con blocchi e tracce di ofioliti e graniti ed il "alberese di tipo M.Caio" vengono chiamati "Liguridi cretacee" e parificati con delle serie corrispondenti nella Liguria orientale e sono ritenuti il probabile substrato originario delle "Liguridi terziarie".

Lungo il margine nord-est della zona di rilievo è esposta una serie cretacea la quale inizia con dei calcari a calpionelle e con delle ofioliti e continua con le "marne ed i conglomerati di Nigone" ed il "alberese di M.Ferrarino", quest'ultimo determinato da fossili. Questo complesso si distingue fortemente dalle Liguridi cretacee e può essere unito solo con delle serie emiliane p. es. di M.Cassio. Per questo non è più applicabile lo schema vecchio che contiene un autoctono toscano e una vastissima coltre ofiolitifera ligure. Le Liguridi finiscono nel terzo settentrionale della zona di rilievo.

Lo scivolamento delle Liguridi terziarie, cioè del primo complesso alloctono, non è provato sulla serie della catena principale nei dintorni di Comano e su tutta l'arenaria di Cerreto Alpi.

Le Liguridi cretacee, come pila di sedimentazione più o

meno intera dalla Buntschieferserie fino all'alberese cretaceo, scorsero sul parautoctono (Toscanidi II) sia coperto dalle Liguridi terziarie o no. Sull'autoctono (arenaria di Cerreto) è provabile solamente la Buntschieferserie. Nelle altre parti della zona di rilievo le Liguridi cretacee accavallarono le strutture delle Liguridi terziarie come piastre stroncate dalla Buntschieferserie.

Il corrugamento principale nel Miocene inferiore creò nella catena principale dell'Appennino un'anticlinale coricata verso nord-est con la zona culminante assiale press'a poco sulla regione del Passo del Cerreto. L'anticlinale sovrascorse le Liguridi terziarie e quelle cretacee (sull'arenaria di Cerreto). Nell'arenaria di Cerreto si è formata una simile struttura d'anticlinale la quale si trova a nord della catena principale e le corre su per giù parallelamente.

A causa di selezione tettonica dei terreni tettonicamente competenti, la serie di M.Ventasso è disposta in complicate strutture a scaglie dirette verso nord-ovest e sud-est. Indipendentemente di ciò gli scisti di Ponte Biola sono fortemente laminati e mossi talvolta in maniera di diapirismo. Il cambiamento di direzione a 90° della serie di M. Ventasso rispetto alla direzione generale degli altri elementi autoctoni o parautoctoni, viene spiegato in parte coll'immergere delle Emilianidi terziarie verso nord-ovest e particolarmente con la tettonica sciolta o libera dal substrato tettonicamente incompetente.

Le Emilianidi cretacee si corrugarono in istrutture dirette verso sud-ovest e sovrascorsero da settentrione l'alloctono ligure terziario. L'arenaria di Ranzano di tipo molassa d'età indeterminata e la sua continuazione laterale e verticale (le "marne di Cerreggio") hanno formato un contatto di trasgressione sulle Emilianidi cretacee corrugate. Nella zona di rilievo non è provabile se le Emilianidi cretacee sono state coperte dalla molassa sul luogo o se la hanno trasportata seco su di loro. Ulteriori movimenti formarono la dislocazione e la piega dell'arenaria di Ranzano.

Le grandi faglie della zona di rilievo di direzioni SO-NE e NO-SE attraversano le strutture terminate a pieghe e scaglie. Non è applicabile in nessun caso lo schema dei "cunei composti" per spiegare le anticlinali coricate ed il meccanismo di moto dei terreni alloctoni.

La risalita dei gessi e calcari cavernosi triassici su dalla base delle Toscanidi II e dalle Emilianidi terziarie (serie di M.Ventasso), è causata solamente da faglie di dilatazione e aiutata probabilmente dalla culminazione assiale della catena principale. La struttura a "Graben" o fossa nella regione del valico del Cerreto sarà da spiegare come una combinazione di faglie normali in parte risultate da faglie originarie di spostamento laterale e diagonale dell'anticlinale delle Toscanidi II.

Più recenti sollevamenti di vasta diffusione hanno causato la formazione di varie distese di appianamento. I terremoti collegati con la linea tettonica diretta SO - NE attraverso la zona di rilievo (quella linea si trova nella continuazione della faglia marginale settentrionale del "Graben" e su cui sono distribuiti i più diapiri di terreni triassici) e le valli a forme giovanili dimostrano un sollevamento continuo.

G. LITERATURVERZEICHNIS

ANELLI,M.: L'eocene nella vallata del Parma; Boll.Soc.Geol. It., XXVII, 1908.

- Sul comportamento tettonico delle argille scagliose nell'Appennino emiliano, Rend.R.acc.Lincei,Ser.5, Cl. fis., Vol. 32, 1923.

- Tettonica nell'Appennino parmense e reggiano, Boll.Soc. Geol.It., XLII, 1923.

- Sulla presenza dell'Oligocene nel Subappennino reggiano, Boll.Soc.Geol.It., XLII, 1923.

- Sopra alcuni lembi di macigno nell'Appennino parmense, Giorn.di Geol., Ser.2a, 2, 1927.

- Su alcuni fenomeni di ricoprimento nell'Appennino emiliano, Rend.R.Acc.Lincei, Ser.6, Cl.fis., Vol.1o, 1929.

- Considerazioni sulla posizione tettonica del Trias nell' Alta Val Secchia, Atti Soc. dei Matem.e Natural. di Mòdena, LXVI, 1935.

- Sopra alcuni lembi di "arenaria superiore" dell'Appennino settentrionale, L'Ateneo Parm., VII, 1935.

- Sezioni Geologiche attraverso l'Appennino parmense, Giorn. di Geol., Ser.2a, 1o, 1935.

- Calcari a Calpionelle, diaspri e rocce ofiolitiche nell' Appennino settentrionale, Atti Soc.Natural.e Matem.di Mòdena, 69, 1938.

- Note stratigrafiche e tettoniche sull'Appennino di Piacenza, Real.Acc.Scienze Lett.Art.Mòdena, Att.Mem.,Serie V, III, 1938.

AZZAROLI,A.: Tettonica della catena principale dell'Appennino Lunigianese tra il Passo di Pradarena e il Passo di Lagastrello; Boll.Soc.Geol.It., LXIX, 1950.

- L'Appennino Tosco-Emiliano dal Passo di Pradarena al Passo delle Forbici, e i nuclei mesozoici di Corfino e di Soraggio; Boll.Soc.Geol.It., LXXIV, 1955, II.

BARBIERI.F.& ZANZUCCHI,G.: La stratigrafia della Valle di Roccaferrara (Appennino Parmense), Atti Soc.It.Sc.Nat. e Mus.Civ.Stor.Nat. in Milano, Vol. CII, Fasc.II,1963.

BEHRMANN,R.B.: Die Faltenbögen des Apennins und ihre paläogeographische Entwicklung, Abh.Gesell.Wiss.Göttingen, math.-phys.Kl., III, H. 15, 1936.

- Die geotektonische Entwicklung des Apenninsystems; Geotekt.Forschung, 12, Stuttgart, 1958

BENEO,E.: Il problema "argille scagliose" - flysch in Italia e sua probalile risoluzione. Nuova nomenclatura. Boll.Soc.Geol.It., LXXV, 1956.

- Accumuli terziari de risedimentazione (olisthostroma) nell'Appennino centrale e frane sottomarine.Boll.Soc. Geol.It., LXXVIII, 1956.

BERTOLANI,M.: Un filone mineralizzato nelle arenarie dell' alta Val di Secchia, Atti.Soc.Tosc.Sc.Lat.Verb.,54,1947.

- Ricerche sulla formazione gesseso-calcarea dell'alta Val di Secchia, L'Universo, XXIX, fasc.3, Firenze, 1948.

BOHNE,W.: Geologische Untersuchungen im Raum von Ligonchio, Prov.Reggio nell'Emilia, Italien; Unveröffentl.Dipl.- Arb. Freie Univ.Berlin, 1965.

BONATTI,S.: Studio petrografico dei graniti della formazione ofiolitica appenninica, Boll.R.Uff.d'Italia, LVIII, 7, 1933.

BRUECKNER,W.: Über die Entstehung der Rauchwacken und Zellendolomite; Ecl.Geol.Helv., XXXIV, Basel, 1941.

BURCKHARDT,C.E.: Il sondaggio del Belagaio (Grosseto) ed il suo significato geologico, Boll.Soc.Geol.It., LXV, 1947.

COCCHI,I.: Sulla geologia dell'alta Val di Magra, Mem.Soc. Ital.Sc.Nat., II, 5, Milano, 1866.

CONTI,S.: Considerazioni preliminari sulla genesi delle oficalciti nelle Alpi liguri e cozie, Pubbl.Ist.Geol.Genova, Quad.N.8, serie B., 1954.

DALLAN,L.: Contributo alla Geologia dell'Appennino tosco-emiliano: II.- Ricerche micropaleontologiche nei flysch dei dintorni di Pievepelago (Appennino modenese), Boll. Soc.Geol.It., LXXXI, Fasc.3, 1962.

DAL PIAZ,G.B.: Rapporti e differenze fra la formazione pennidica dei calcescisti alpini e la formazione ofiolitifera dell'Appennino settentrionale, Atti.Acc.Sc.Torino, 78, 1943.

- L'influenza della gravità nei fenomeni orogenetici, Atti Acc. Sc. Torino, 77, 1, 1942.

- Ondulazioni assiali nell'Appennino settentrionale, Atti Acc.Sc. Torino, 1943.

EBERHARDT,P., FERRARA,G., TONGIOGI,E.: Détermination de l' âge des granites allochtones de l'Apennin septentrional, (Laboratorio di Geol.nucl.Univ.di Pisa und Physik.Inst. der Univ.Bern), 1963.

ELTER,P.: I lineamenti tettonici dell'Appennino a nord-ovest delle Apuane; Boll.Soc.Geol.It., LXXIX, 1960.

- ,GIANNINI,E., TONGIORGI,M., TREVISAN,L.: Le varie unità tettoniche della Toscana e della Liguria orientale, Rend. d.Classe di Sc.Fis.Mat.e Nat., XXIX, serie VIII, fasc.6, 1960.

,HACCARD,D., LANTEAUME,M., RAGGI,G.: Osservazioni sui rapporti fra flysch ad Elmintoidi ed arenaria superiore nelle

Appennino ligure e nelle Alpi marittime, Boll.Soc.Geol. It.; LXXX, fasc.3, 1961.

& SCHWAB: Geologia della regione fra Vara e Magra (Appennino Ligure-Toscano); Boll.Soc.Geol.It., LXXVI, 1957.

- Nota illustrativa della carta geologica all'1:5o.ooo della regione Carro-Zeri-Pontremoli; Boll.Soc.Geol.It., LXXVIII, 1959.

GANDOLFI,R.: Osservazioni micropaleontologiche e stratigrafiche preliminari sulla "scaglia" di alcune località dell'Appennino Toscano, Boll.Soc.Geol.It., 1949.

GHELARDONI,R.: Serie stratigrafica di M.Caio (I), Boll.Soc. Geol.It.; LXXX, I, 1961.

- ,LUCCHETTI,L., PIERI,M., PIRINI,C.: I rapporti tra "Macigno" e "marnoso-arenacea" tra le valli del Dolo e dell'Idice (Appennino tosco-emiliano); Boll.Soc.Geol. It., LXXXI, fasc.3, 1962.

GIANNINI,E.: Alloctonia del macigno nella regione Bagni di Casciana - Chianni in Provincia di Pisa; Pubbl.n.13, Centro Studi Geol.Appenn. del Cons.Naz.Ricerche, 1951.

GIGNOUX,M.: Alcune riflessioni sulle condizioni di giacimento dei petroli emiliani e sulla tettonica dell'Appennino; Boll.Soc.Geol.It., XLI, 1922.

GOLDBERG,G.: Geologische Untersuchungen im Raume südlich Passo della Cisa, Provinz Massa-Carrara, Nordapennin, Unveröffentl.Dipl.Arb. Freie Univ.Berlin, 1964.

GÖRLER,K.: Stratigraphie und Tektonik des südlichen und mittleren Abschnitts der Zone Sestri-Voltaggio einschließlich der angrenzenden Gebiete (Prov.Alessandria und Genua), Diss. Freie Univ.Berlin, 1962.

GÜNTHER,K.: Geologische Untersuchungen im Raume Casola in Lunigiana, Massa-Carrara, Italien, Unveröffentl.Dipl.-Arb. Freie Univ.Berlin, 1965.

HAAF,E.ten : Graded beds of the Northern Apennines; Sedimentary structures and directions of supply, Diss.Groningen, 1959.

- Différentiation tectonique des sédiments dans l'Apennin ligure; Boll.Soc.Geol.It., LXXX, fasc.3, 1961.

HARTUNG,W.: Geologische Untersuchungen in den Apuaner Alpen zwischen Vinca und Gorfigliano, Provinz Lucca, Italien; Unveröffentl.Dipl.Arb. Freie Univ.Berlin, 1965.

IBBEKEN,H.: Stratigraphie und Tektonik des nördlichen Abschnitts der Zone Sestri-Voltaggio und des angrenzenden Gebietes bis zum oberen Scriviatal (Prov.Alessandria und Genua), Diss. Freie Univ.Berlin, 1962.

IPPOLITO,F.: Studi geologi sul Monte Pisano; Boll.Soc.Geol. It., LXII, 1944.

- Le Alpi Apuane, Mem.e Note dell'Ist.di Geol.Appl.Univ. Napoli, 3, 1949.

JARANOFF,D.: Das Klima des Mittelmeergebietes während des Pliozäns und des Quartärs, Geol.Rundsch.34, H.7/8, 1944.

KRAMPE,K.D.: Stratigraphische und tektonische Untersuchungen im Gebiet von Cerreto dell'Alpi, Unveröffntl. Dipl.Arb. Freie Univ. Berlin, 1963.

KUENEN,PH.H.: Turbidity currents of high density, Intern. Geol.Congr., 18th session, Great Britain, Part VIII, 1948.

- Marine Geology, New York, Wiley, 1950.

- & CAROZZI,A.: Turbidity currents and sliding in geosynclinal basins of the Alps, J.Geol., Chicago, 1961.

LANTEAUME,M., FALLOT,P., CONTI,S.: Sur l'âge des calcaires à Helminthoides (Alberese) de la région génoise, C.R. ac.Sc., 247, 1958.

LAUNAY,DE : La Métallogénie de l'Italie et des régions avoisinantes.- II.Note sur la Toscane minière et l'île d' Elbe, Congr.Geol.Int., Mexico, 1907.

LENCEWICZ,S.: Profile geologiczne przez Apennin Toskański, C.R.soc.sc., Warschau, 1917.

LIPPARINI,T.: Studi stratigrafici e tettonici nell'Appennino settentrionale, Boll.R.Uff.Geol.d'Italia, LXIX, 1944.

LOESCHKE,J.: Geologische Untersuchungen im Raume des Monte Caio, Provinz Parma, Nord-Apennin, Unveröffentl.Dipl. Arb. Freie Univ. Berlin, 1963.

- Stratigraphie und Tektonik des Gebietes zwischen dem oberen Parma- und dem oberen Enzatal im Nordapennin, Diss.Freie Univ.Berlin, 1964.

LOSACCO,U.: Fenomeni carsici nell'alta Val di Secchia, Riv. Geografica Ital., XLVI, 1939.

- Tracce glaciali al Passo del Cerreto, Boll.Comit.Glaciologico Ital., XVIII.

- La glaciazione quaternaria dell'Appennino settentrionale, Riv.Geogr.Ital., LVI, p.90 e 196, 1949.

- La struttura dell'Appennino Modenese fra la Foce delle Radici e il Passo dell'Abetone, Boll.Soc.Geol.It., LXX, 1951.

LOTTI,B.: Il Permiano del Monte Pisano e i suoi tipi mesozoici di fossili, Boll.,Soc.Geol.It., XXXV, 1916.

LOTZE,F.: Salzdiapirismus im nördlichen Spanien, ZdGG, 105, 1953.

LUDWIG,O.: Geologische Untersuchungen in der Gegend von Bobbio im Nordapennin, Geol.Rundschau, 20, 1929.

MARKWICH,H.: Geologische Untersuchungen im Gebiet um Corniglio, Provinz Parma, Nordapennin; Unveröffentl.Dipl.-Arb. Freie Univ.Berlin, 1964

MASINI,R.: La zona degli scisti superiori nelle Alpi Apuane, Boll.Soc. Geol.It., LVI, fasc.3, 1937.

- Le Tirrenidi, Nistri-Lischi Editori, Pisa, 1955.

MAXWELL,J.C.: Turbidity, tectonic and gravity transport, Northern Apennine Mountains, Italy; Bull.of the Am. Ass. of Petr.Geologists, 43, 11, 1959.

MERLA,G.: I graniti della formazione ofiolitica dell'Appennino ed il loro significato tettonico, Proc.Verb.Soc. Tosc.Sc.Nat., 51, 1932.

- I graniti della formazione ofiolitica appenninica, Boll.Uff.Geol.Ital., 58, 6, 1933.

- Ricerche tettoniche nell'Appennino settentrionale, Intern.Geol.Congr., 18th session, 1948, Part XIII.

- Geologia dell'Appennino settentrionale, Boll.Soc. Geol.It., LXX, 1952.

- Essay on the geology of the Northern Apennines, Acc. Naz.Linc., Atti Conv., Milano, 1957 II.

MIGLIORINI,C.I.: L'età del macigno dell'Appennino sulla sinistra del Serchio e considerazioni sul rimaneggiamento dei macroforaminiferi, Boll.Soc.Geol.It., 62, 1943.

- Età del macigno dell'Appennino Lucchese, Boll.Soc. Geol.It., LXIV, 1945.

- Sull'origine delle brecce ofiolitiche della regione appenninica settentrionale; Boll.Soc.Geol.It., LXIV, 1945.

- Le fasi orogeniche dell'Appennino Settentrionale, Boll.Soc.Geol.It., LXIV, 1945.

- Composite wedges and Orogenic Landslips in the Apennines, Internat.Geol.Congr. 1948, Part XIII, London 1952.

- I cunei composti nell'orogenesi, Boll.Soc.Geol.It., LXVII, 1949.

- Sedimentazione delle brecciole calcaree e del macigno, Mem.Soc.Tosc.Sc.Nat., 56, 1949.

- Dati a conferma della risedimentazione delle arenarie del macigno, Atti Soc.Tosc.Sc.Nat., Mem., LVII, serie A 1950.

MONTANARO-GALLITELLI,E.: Per la geologia delle argille ofiolitifere appenniniche, I-III, Atti Soc.Tosc.Sc.Nat., 1952-53.

- Globo truncane campiano-maestrichtiane nella formazione a facies di flysch di Serramazzoni nell'Appennino settenfrionale modenese, Boll.Soc.Geol.It., LXXVII, 1958.

NARDI,R. & TONGIORGI,M.: Contributo alla Geologia dell'Appennino tosco-emiliano: I.-Stratigrafia e tettonica dei dintorni di Pievepelago (Appennino modenese), Boll.Soc. Geol.It., LXXXI, fasc.3, 1962.

PAGE,B.M.: Geology south and east of Passo della Cisa, Northern Apennines, Boll.Soc.Geol.It., LXXXI, fasc.3, 1962

PENTANELLI; Tufi serpentinosi eocenici nell'Emilia, Boll.R. Comit.Geol.d'Ital., 2o, 1889.

PRINCIPI,P.: Osservazioni intorno alla geologia della catena del M.Cimone, Boll.Soc.Geol.It., LIX, 1938.

REDINI,R.: Sulla geologia del Monte Pisano, Boll.Soc.Geol. It., LXII, 1944.

REUTTER,K.J.: Geologische Untersuchungen im Gebiet zwischen Bedonia und Varese Ligure im Nord-Apennin, Diss. Freie Univ. Berlin, 196o.

- Zur Stratigraphie des Flysches im Ligurischen Apennin, N.Jb. Geol.Paläont., 11, 1961.

- & SAMES,W.: Fazieszusammenhänge im Nordapennin, ZdGG, 114, 3, 1962.

- & SERPAGLI,E.: Micropaleontologia stratigrafica sulla "Scaglia rossa" di Val Gordana (Pontremoli-Appennino settentrionale), Boll.Soc.Paleont.It., I, n.2, 1961.

RICHTER,G.: Geologische Untersuchungen im Raume südlich Calestano, Provinz Parma, Nordapennin; Unveröffentl. Dipl.Arb. Freie Univ. Berlin, 1964.

RICHTER,M.: Zum Problem der alpinen Gipfelflur, Zeitschr.f. Geomorphologie, LV, H.3-4, 1929.

- Über Dehnung und Längung der Gebirge während der Faltung, Geologie (Bubnoff-Gedenkschrift), H.3, 1958.

- Über den Bau der Ligurischen Alpen.- I.Das "Fenster" von Castelvecchio, N.Jb.f.Geol.Pal., 1959.

- Über den Bau der Ligurischen Alpen.- II.Der Flysch des Gebietes San Remo-Alassio, N.Jb.Geol.Pal., 196o.

- Über den Bau der Ligurischen Alpen.- III.Tektonik und Stellung der Flyschzone, ZdGG, 113, 1961.

- Beziehungen zwischen Ligurischen Alpen und Nordapennin, Geol.Rundsch., 5o, 196o.

- Das Alter der Serpentinite östlich von Florenz, N.Jb. Geol.Paläont., Mh.3, 1962.

- Alpen, Apennin und Dinariden, N.Jb.Geol.Pal.,Mh.9, 1962.

- Der Bauplan des Apennins, N.Jb.Geol.Pal., 1963.

RICHTER-BERNBURG,G.: Salinare Sedimentation, ZdGG, 1o5, 1953.

RODOLICO,F.: Un affioramento di scisti cristallini nell'Appennino settentrionale, Period.di Mineral., VIII, 1937.

- Ciottoli nella formazione di macigno dell'alta Val di Secchia, Proc. Vorb.Soc.Tosc.Sc.Nat., XLIX, 194o.

ROVERETO,G.: A proposito del diapirismo, Rend.R.Acc.Lincei, serie 5, Cl.fis., 31, 1922.

SACCO,F.: L'Appennino Settentrionale (Appendice prima), Boll. Soc. Geol.It., XII, 1893.

- Una placca isolata di Cretaceo sul Miocene nell'Appennino reggiano, Rend.R.Acc.Lincei,Cl.fis.Vol.32, 1923.

- L'età degli argilloscisti ofitiferi dell'Appennino, Atti R.Acc.Sc., Torino, 61, 1925-26.

- Nuovi dati di fatto riguardo l'età degli argilloscisti ofiolitiferi dell'Appennino, Atti R.Acc.Sc. Torino, 64, 1928.

- Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla Scala 1:1oo.ooo, Foglio di Parma e Castelnovo ne'Monti; Ministero delle Corpor., R.Uff.Geol., Roma, 1932.

- I problemi delle formazioni ofiolitifere delle Alpi e dell'Appennino, Boll.R.Uff.Geol.d'Italia, LIX, 1934.

- L'odissea geologica dell'Appennino settentrionale, Boll. Soc.Geol.It., LVII, Fasc.3, 1938.

SAMES,C.W.: Zur Geologie des Nordappennin im Raum Bedonia-Parma, Diss.Freie Universität Berlin, 196o.

- Beitrag zur Gliederung des Kreideflysch zwischen Bobbio und Berceto im Nordappennin (Italien), Geol.Jb., 81, 1963.

SCHMEDDING,J.A.M.: De geologie van de schubbenzone bej Massa en Carrara, Apuaner Alpen, Diss.Amsterdam, 1941.

SCHNEIDER,J.: Das Grenzgebiet von Alpen und Appennin, Abh. Ges.Wiss., Göttingen, math.-phys.Kl.,III Flg.H.14,1935.

SCHULZE,K.H.: Geologie des Gebietes zwischen Valmozzola und Ostia, Nordappennin, Provinz Parma, Italien; Unveröffentl. Dipl.-Arb. Freie Univ.Berlin, 1964.

- Stratigraphie und Tektonik des Übergangsbereiches ligurischer und emilianischer Fazies im Gebiet Valdena-Borgo Val di Taro - Val Mozzola, Nordappennin, Provinz Parma; Diss. Freie Univ. Berlin, 1965.

SEILACHER,A.: Die geologische Bedeutung fossiler Lebensspuren, ZdGG, 1o5, 1953.

- An-aktualistisches Wattenmeer ? Paläontol.Zeitschr.31, 3/4, 1957.

- Zur ökologischen Charakteristik von Flysch und Molasse, Ecl.Geol.Helv., 51 Nr.3, 1958.

SIGNORINI,R.: Sull'inizio della sedimentazione areanacea dell'Appennino Centrale e Settentrionale; Boll.Soc. Geol.It., LXIV, 1945.

- Autoctonia e alloctonia dei terreni dell'Appennino Centrale e Settentrionale; Rend.Acc.Naz.Lincei, serie 8, 1946.

SITTER,L.U.de : Structural geology, Mc Graw Hill Publishing Comp.Ltd., London, 1956.

STAUB,R.: Die Bedeutung der Apuanischen Alpen im Gebirgsbau der Toskana nebst einigen Gedanken zur Tektonik des Apennins, Vierteljahreszeitschr.Naturf.Ges., Zürich, LXXVII, 1932.

- Zur tektonischen Analyse des Apennins, Viertelj.Naturf. Ges., Zürich, LXXVIII, 1933.

STEFANI,C.de : Sulle serpentine italiane, Atti R.Ist.Veneto Sc.Lett.ed Arti, Vol.2, 1883-84.

- Il Permiano nell'Appennino, Boll.Soc.Geol.It., VI, fasc. 1°, 1887.

- I depositi glaciali nell'Appennino di Reggio e Mòdena, Proc.verb.Soc.tosc., Vol.V, 1887.

- I vulcani spinti dell'Appennino settentrionale, Boll. Soc.Geol.It., X, 1891.

- Sull'età delle serpentine italiane, Boll.Soc.Geol.It., XIII, 1894.

- Come l'età dei graniti si debba determinare con criterio stratigrafico, Boll.Soc.Geol.It., XVIII, 1899.

STEINMANN,G.: Alpen und Apennin, ZdGG, 59, Monatsb.8/9, 19o7.

- Über Tiefenabsätze des oberen Jura im Apennin, Geol. Rundschau, 1913.

- Gibt es fossile Tiefseeablagerungen von erdgeschichtlicher Bedeutung ? Geol.Rundschau, 1925.

- Die ophiolithischen Zonen in den mediterranen Kettengebirgen, Cong.Geol.Int. 14 a sess. 1926.

STILLE,H.: Die sogenannte Rückfaltung des Apennins, Nachr. Ges.Wiss. Göttingen, math.-phys.Kl., 1927.

SUTER,K.: Die eiszeitliche Vergletscherung des Zentralapennins; Viertelj.Naturf.Gesellsch., Zürich, LXXXIV, Beibl.31.

TARAMELLI,T.: A proposito di una nuova ipotesi sulla struttura dell'Appennino, Rend.R.Ist.Lomb.Sc.Lett., serie 2, 41, 19o8.

- Se l'Appennino settentrionale rappresenta in realtà un carreggiamento, Rend.R.Ist.Lomb.d.Sc.e.Lett., serie 2, 46, 1913.

TEICHMÜLLER,R.: Der Apenninflysch und seine Probleme; Nachr. Gesellsch.d.Wiss. Göttingen, 1932.

- Der Deckenbau des Nordapennins zwischen Mòdena und Massa-Carrara, Abh.Gesellsch.Wiss. Göttingen, math.-phys.Kl., III.Folge, H.13, 1935.

TILMANN,N.: Tektonische Studien in der Catena Metallifera Toscanas, Geolog.Rundschau, 17 a (Steinmann-Festschrift), 1926.

- Zum Bau der nördlichen Tyrrhenis, Geol.Rundschau, 2o, (Vortrag), 1929.

TREVISAN,L.: Il Trias della Toscana e il problema del Verrucano triassico, Atti d.Soc.Tosc.d.Sc.Nat., LXII, 1955.

TRÜMPY,R.: Der Werdegang der Geosynklinale, Geol.Rundschau, 5o, 196o.

TRUSHEIM : Halokinese, ZdGG, 1o9, 1957.

VALDUGA,A.: Su alcune strutture di cedimento nel complesso scaglia - macigno dell'Appennino Toscano, Boll.Soc.Geol. It., LXIX, 195o.

WAALS,L.van der: De Geologie van een Gebied ten Noorden van La Spezia, Zuid-Oost Ligurie (Italie), Diss.Amsterdam, 1946.

WIEDENMAYER,C.: Sull'Eocene di M.Sporno nella finestra di Parma (Appennino settentrionale), Soc.Petr.Ital., 1955.

WIJKERSLOOTH,P.de: Bau und Entwicklung des Apennins, besonders der Gebirge Toskanas; Amsterdam, 1934.

ZACCAGNA,D.: Carta e sezioni delle Alpi Apuane, Boll.d.R. Comitato Geol., n.4, 1897.

- Nuove osservazioni sui terreni costituenti la zona centrale dell'Appennino adiacente all'Alpe Apuana, Boll. R.Com.Geol.It., XXIX, 1898.

- Il fenomeno carsico nell'Appennino Fivizzanese, Mem.Acc. Lunigianese di Scienze "G.Capellini", XIII, La Spezia, 1932.

ZANZUCCHI,G.: Alcune idee a proposito di finestre tettoniche nell'Appennino parmense, Boll.Soc.Geol.It., 77, 1958.

- Studio geotettonico sul flysch della Val Baganza (Parma), Boll.Soc.Geol.It., LXXX, fasc.3, 1961.

L e b e n s l a u f

Am 16.4.1936 wurde ich, Klaus-Dieter Krampe, in Wittenberg als Sohn des Stadtinspektors Wilhelm Krampe und seiner Ehefrau Käthe geb. Gentsch geboren.

In Aken/Elbe besuchte ich die Grundschule von 1942 bis 1950. Ab 1950 war ich Schüler des mathematisch-naturwissenschaftlichen Zweiges der Goethe-Oberschule in Köthen, wo ich 1954 die Reifeprüfung ablegte. Von 1954 bis 1955 nahm ich in Westberlin am Goethe-Gymnasium in Wilmersdorf an einem Ergänzungsschuljahr zur Anerkennung des Reifezeugnisses teil.

Am 8.11.1955 ließ ich mich an der Freien Universität Berlin in der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät für die Fachrichtung Geologie immatrikulieren. Ich beendete das Studium im März 1963 mit der Diplomprüfung.

Meine Lehrer an der Freien Universität waren die Herren Professoren Dr.Richter und Dr.Bischoff (Geologie), Dr.Schönenberg (Geologie und Paläontologie), Dr.Kühne (Paläontologie), Dr.Mehnert (Mineralogie), Dr.Jahr (Chemie), Dr.Lassen (Physik), Dr.Ulrich (Zoologie) und die Herren Dozenten Dr.Kohler (Mineralogie) und Dr.Meckelein (Geographie).